Einfluß des Bodenaufbaus und des Waldbestandes auf Verdunstung und Abflußbildung im Naturpark Schönbuch bei Tübingen

DISSERTATION
zur Erlangung des Grades
eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität
Tübingen

vorgelegt von
WOLFGANG FLECK
aus Calw

1987

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41543904_0035

Einfluß des Bodenaufbaus und des Waldbestandes auf Verdunstung und Abflußbildung im Naturpark Schönbuch bei Tübingen

DISSERTATION
zur Erlangung des Grades
eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität
Tübingen

vorgelegt von
WOLFGANG FLECK
aus Calw

1987

Tag der mündlichen Prüfung:	13. Februar 1987
Dekan:	Prof. Dr. J. Kullmann
1. Berichterstatter:	Prof. Dr. G. Einsele
2. Berichterstatter:	Priv.-Doz. Dr. K.-D. Balke

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist Teil des interdisziplinären, von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten "Schönbuch-Projektes". Neben ertragskundlichen, biologischen und pedologischen Fragestellungen galten die Untersuchungen vor allem dem Wasser- und Stoffhaushalt in einem naturnahen Waldökosystem.

Auf Anregung meines Lehrers Prof. Dr. G. Einsele befaßte ich mich vorwiegend mit der Berechnung und Messung der Waldverdunstung in Abhängigkeit von Boden und Bestandesart. Für die vertrauensvolle Zusammenarbeit möchte ich ihm hiermit danken.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die finanzielle Unterstützung.

Weiterhin fand ich freundliche Unterstützung durch folgende Personen und Instutitionen:

- Herrn Dr. W. Bücking, Herrn Dr. E. Hildebrand und Herrn Dr. A. Krebs von der Forstlichen Versuchsanstalt (FVA) Baden-Württemberg, Abt. Botanik und Standortskunde für die Überlassung von Niederschlagsdaten und bodenphysikalischen Kennwerten der untersuchten Standorte, sowie für wertvolle Diskussionsbeiträge,

- Herrn Prof. Dr. S. Müller von der FVA Baden-Württemberg, Abt. Botanik und Standortskunde und Prof. Dr. E. Bibus vom Geographischen Institut der Universität Tübingen für die Einführung in die Bodenformen und -genetik im Schönbuch,

- dem Leiter der Abt. Forstpolitik bei der Forstdirektion Tübingen-Bebenhausen, Herrn Ltd. Forstdirektor W. Arnold und Herrn Dr. S. Verhoff für die unkomplizierte Abwicklung organisatorischer Fragen,

- Herrn Weiß vom Wasserwirtschaftsamt Reutlingen für die Bereitstellung von Niederschlagsdaten,

- Herrn Dipl. geol. Clemens Ruch und Dipl. geol. Thomas Irouschek, die als Helfer bei der Bodenprobenahme zuverlässige Dienste leisteten,

- meinen Kollegen Dr. Gottfried Agster, Dipl. geol. Johannes Körner und Dipl. geol. Matthias Flegr, die ebenfalls am "Schönbuch-" bzw. am BMFT-Projekt "Schwefel- und Schwermetallumsatz zwischen Ökosystemkomponenten und -verteilung auf Ökosystemkompartimente sowie deren (in)-direkte Auswirkung auf Organismen" beteiligt waren.

Tübingen, Mai 1986

Inhaltsverzeichnis Seite

1	Problemstellung	1
2	Verdunstung im Waldbestand	3
2.1	Wärmehaushalt im Waldbestand	3
2.2	Verdunstungskomponenten im Waldbestand	7
2.2.1	Kroneninterzeption	7
2.2.2	Streuinterzeption	8
2.2.3	Transpiration	10
2.2.4	Gesamtverdunstung	12
3	Untersuchungsgebiete	13
3.1	Naturpark Schönbuch	13
3.1.1	Geologisch - geomorphologischer Überblick	13
3.1.2	Stratigraphische Abfolge	15
3.1.3	Deckschichten und Böden	16
3.1.4	Klimatische Verhältnisse	19
3.1.4.1	Niederschlag	20
3.1.4.2	Temperatur	20
3.2	Teileinzugsgebiete und zugehörige Versuchsflächen	20
3.2.1	Einzugsgebiet Lange Klinge (P13)	21
3.2.1.1	Fichten-Versuchsfläche Lange Klinge (Nr.3)	23
3.2.2	Einzugsgebiet Denzenberg (P14)	24
3.2.2.1	Buchen-Versuchsfläche Denzenberg (Nr.4)	26
3.2.3	Einzugsgebiet Kleiner Goldersbach	26
3.2.3.1	Fichten-Versuchsfläche Schlagbaumlinde (Nr.1)	30
3.2.4	Einzugsgebiet Bärloch (P6)	30
3.2.4.1	Buchen-Versuchsfläche Bärloch (Nr.2)	32
4	Meßmethoden	33
4.1	Messung der Kroneninterzeption	33
4.2	Messung der Streuinterzeption	33
4.3	Messung der Transpiration	35

		Seite
5	Ergebnisse	36
5.1	Freilandniederschlag	36
5.2	Bestandesniederschlag - Abhängigkeit von der Niederschlagsverteilung	36
5.3	Streuinterzeption	40
5.3.1	Bestandesklima mit Meßergebnissen für Fichte und Buche	45
5.4	Transpiration	47
5.4.1	Messung der direkten Verdunstung aus dem Mineralboden	47
5.4.2	Auflösung des gemessenen Bestandesniederschlags in Tagesniederschläge	50
5.4.3	Transpiration der Fichte	51
5.4.3.1	Transpiration der Fichte auf Versuchsflächen Schlagbaumlinde und Lange Klinge im Sommerhalbjahr	51
5.4.3.2	Transpiration der Fichte im Winterhalbjahr	53
5.4.4	Transpirationsverhalten der Buche auf Versuchsfläche Bärloch	54
5.5	Evapotranspiration (ETA)	55
5.6	Abfluß	55
6	Diskussion der Ergebnisse	56
6.1	Kroneninterzeption	56
6.2	Streuinterzeption	57
6.3	Gesamtinterzeption von lichten und vergrasten Beständen	57
6.4	Transpiration	59
6.4.1	Vergleich mit anderen Autoren	59
6.4.2	Einfluß der nutzbaren Feldkapazität auf das Transpirationsgeschehen	60
6.5	Gesamtverdunstung	62
6.6	Meßgenauigkeit	62

Seite

6.6.1	Freilandniederschlag	62
6.6.1.1	Windfehler	63
6.6.1.2	Benetzungsfehler	63
6.6.2	Bestandesniederschlag	64
6.6.3	Bodenfeuchte	65
7	Übertragung der Verdunstungswerte der Testflächen auf die Einzugsgebiete	67
8	Verdunstungsformeln	72
9	Abflußbildung - Aufteilung des Abflusses in Einzelkomponenten	75
9.1	Untersuchungsmethoden	75
9.2	Messung des Interflows auf einer Testfläche	77
9.2.1	Versuchsdurchführung	77
9.2.2	Ergebnisse	79
9.2.3	Diskussion der Ergebnisse	79
9.2.3.1	Abflußwirksamer Niederschlagsanteil	79
9.2.3.2	Mathematische Beschreibung des Interflows aus einer Hangfläche	80
9.2.3.3	Übertragung auf die Testfläche	82
9.3	Abflußkomponenten im Einzugsgebiet Denzenberg	85
9.3.1	Morphologie im Einzugsgebiet	85
9.3.2	Ganglinienseparation für das Ereignis vom 7./8.Mai 1985	85
9.3.2.1	Verhalten von Q_g	87
9.3.2.2	Verhalten von Q_n	87
9.4	Rolle des Interflows im Oberlauf des Kleinen Goldersbaches	90
9.4.1	Messung des Interflows auf einer schwachgeneigten km 4-Verebnung	90
9.4.2	Hochwasserereignis vom 8./9.April 1983	91
9.4.3	Abflußspitzen am Pegel "Kleiner Goldersbach"	92
9.4.4	Abfluß aus dem Teileinzugsgebiet "Josefsruh"	96

Seite

9.5	Abflußbildung im Gesamteinzugsgebiet des Goldersbaches	96
9.6	Entstehung von Hochwässern im Schönbuch	98
9.6.1	Abflußspitzen bei trockenen Böden	98
9.6.2	Abflußspitzen bei teilgesättigten Böden	99
9.7	Konsequenzen für die forstwirtschaftliche Nutzung des Schönbuchs	99
10	Zusammenfassung	101
	Literaturverzeichnis	103
	Verzeichnis der Abbildungen	108
	Verzeichnis der Tabellen	111

1 Problemstellung

Nach dem Sollingprojekt (BENECKE, 1978) wurden im Schönbuch bei Tübingen in einem weiteren naturnahen Waldgebiet Wasserhaushaltsmessungen unter verschiedenen Baumarten durchgeführt. Im Schönbuchprojekt konnten die Ergebnisse von kleinen Versuchsflächen zusätzlich mit den Verdunstungswerten aus der Gebietswasserbilanz der jeweiligen Einzugsgebiete verglichen werden.

Neben der Transpiration der Bäume spielt die Verdunstung von Benetzungswasser an den Baumkronen (Kroneninterzeption) bei der Waldverdunstung eine wichtige Rolle und hängt in erster Linie von der Niederschlagsstruktur ab. Die Transpiration unterliegt dagegen mehreren Faktoren, wie Klima, Bestandesalter, Baumart und der Bodenbeschaffenheit und läßt auf eine große Variationsbreite der Waldverdunstungshöhe schließen. Bei jährlichen Niederschlagshöhen von durchschnittlich 750 mm ist im Schönbuch mit deutlichen Bodenfeuchtedefiziten im Sommerhalbjahr zu rechnen, worauf die Bestände ihren Wasserverbrauch je nach Baumart in unterschiedlicher Weise regulieren. Dieses Verhalten wurde für die hiesigen Hauptwirtschaftsbaumarten Fichte (Picea abies) und Buche (Fagus sylvatica) anhand von Bodenwasserbilanzen auf verschiedenen Standorten untersucht und der jährliche Gesamtaufbrauch von Niederschlagswasser bestimmt.

Die Untersuchungen sollten außerdem klären, ob der gegenüber Fichte höhere Bestandesniederschlag unter Buche durch eine höhere Verdunstung von der Streuauflage (Streuinterzeption) ausgeglichen werden kann.

Neben der Untersuchung des Verdunstungsvorgangs unter Fichte und Buche war es Ziel der vorliegenden Arbeit die Beteiligung von Bodenwasser am Vorfluterabfluß aus kleineren Einzugsgebieten zu verfolgen. Besonderes Interesse galt den im Untersuchungsgebiet häufig auftretenden Frühjahrshochwässern. Je nach Durchlässigkeit der Böden und Neigung der Geländeoberfläche sickert das Bodenwasser bei gesättigten Verhältnissen vertikal zum Grundwasser oder bewegt sich lateral im Boden als soge-

nannter Interflow. Da bei den Böden im Untersuchungsgebiet die Leitfähigkeit mit der Tiefe im allgemeinen stark abnimmt, ist bei Hochwässern mit einem hohen Interflow-Anteil zu rechnen. Dies wird durch direkte Messung des Bodenabflusses nachgewiesen. Die Meßergebnisse werden im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit dargestellt und diskutiert.

2 Verdunstung im Waldbestand

Der größte Teil des Niederschlags wird der Atmosphäre durch Verdunstung wieder zugeführt. Dieser Kreislauf wird von der einfallenden Strahlungsenergie der Sonne aufrechterhalten. Verdunstung setzt immer dann ein, wenn Wasser mit einer ungesättigten Atmosphäre in Berührung kommt. Demnach steigt die Verdunstung mit zunehmender Differenz des Dampfdruckes zwischen der verdunstenden Oberfläche und der umgebenden Atmosphäre an, sofern eine ausreichende Wassernachlieferung gewährleistet ist. Entscheidend sind die Verfügbarkeit des Wassers sowie die Transportmechanismen, die im Falle des Bodens für den Wassernachschub zur verdunstenden Oberfläche sorgen.

Bei niederer Vegetation wie landwirtschaftlichen Kulturen vollzieht sich der Verdunstungsprozeß nahe der Bodenoberfläche. Die Ausschöpfung des pflanzenverfügbaren Wassers im Boden durch die Wurzeln reicht nicht sehr tief und die verdunstungswirksame Oberfläche von Boden und Pflanze ist relativ gering. Anders liegen die Verhältnisse in Waldbeständen. Durch die weitverzweigten Baumkronen wird die verdunstungswirksame Pflanzenoberfläche stark vergrößert und die Wurzeln schließen den Boden tiefer auf, wodurch zusätzliches Bodenwasser zur Verfügung steht. Im Waldbestand wird bei Niederschlägen schon an den Baumkronen und der Bodenstreu Benetzungswasser zurückgehalten, das nachfolgend verdunstet (Interzeption). Das Sättigungsdefizit der Luft erzeugt einen Saugspannungsgradienten in den Leitbahnen der Bäume, wodurch pflanzenverfügbares Bodenwasser aufsteigen und über die Spaltöffnungen der Blätter an die Umgebungsluft abgegeben wird (Transpiration). Es ist deshalb zu erwarten, daß die Verdunstung von Waldbeständen diejenige niederer Pflanzengesellschaften deutlich übertrifft.

2.1 Wärmehaushalt im Waldbestand

Die Umwandlung der von der Erdoberfläche absorbierten Strahlung in verschiedene Energieformen kann mit der Wärmehaus-

haltsgleichung beschrieben werden (LINDROTH, 1985).

$$R_n = LE + H + S$$

R_n ist die Nettostrahlung, L die latente Verdunstungswärme, E die Verdunstungsrate. H ist der Strom fühlbarer Wärme zwischen Bodenoberfläche und Atmosphäre und hängt vom Temperaturgradienten ab. S steht schließlich für die von Boden, Vegetation und Luft gespeicherte Wärmemenge. Diese Speicherkomponente spielt gegenüber LE und H eine untergeordnete Rolle. In erster Linie wird die Luft erwärmt (H) und Wasser verdunstet (LE). Die Verteilung von H und LE entscheidet maßgeblich über die klimatischen Bedingungen eines Standorts. Bei verschiedenen Vegetationsdecken wird die Verdunstungshöhe davon abhängen, wie die Verfügbarkeit von Wasser und Energie räumlich und zeitlich verteilt ist.

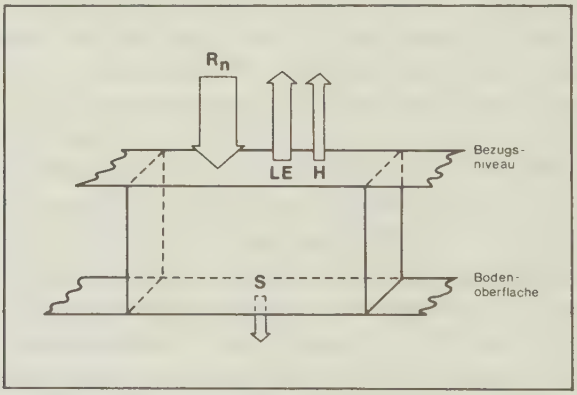


Abb.2.1: Energieverteilung im Modellvolumen eines Bestandes. R_n, Nettostrahlung; L, latente Verdunstungswärme; E, Verdunstungsrate; H, Strom fühlbarer Wärme; S, gespeicherte Wärmemenge in Boden und Vegetation.

In einschichtigen Waldbeständen findet der Energieumsatz nicht wie bei niederen landwirtschaftlichen Kulturen vorwiegend in einer Ebene nahe der Bodenoberfläche statt, sondern sowohl im Kronenraum als auch auf der Bodenoberfläche (Abb.2.1). Bei

einem geschlossenen Kronendach erhält die Bodenoberfläche nur einen geringen Anteil der Nettostrahlung. Bei Laubwaldbeständen ergeben sich zwischen unbelaubtem und belaubtem Zustand beträchtliche Unterschiede. NÄGELI (1940) fand in einem 70-jährigen Buchenbestand im Raum Zürich relative Strahlungsmengen im Bestand von 51% bei unbelaubtem Zustand im Winterhalbjahr und nur 5% bei belaubtem Zustand im Sommer. Durch den Blattaustrieb nahm der Mai mit 23% eine Zwischenstellung ein.

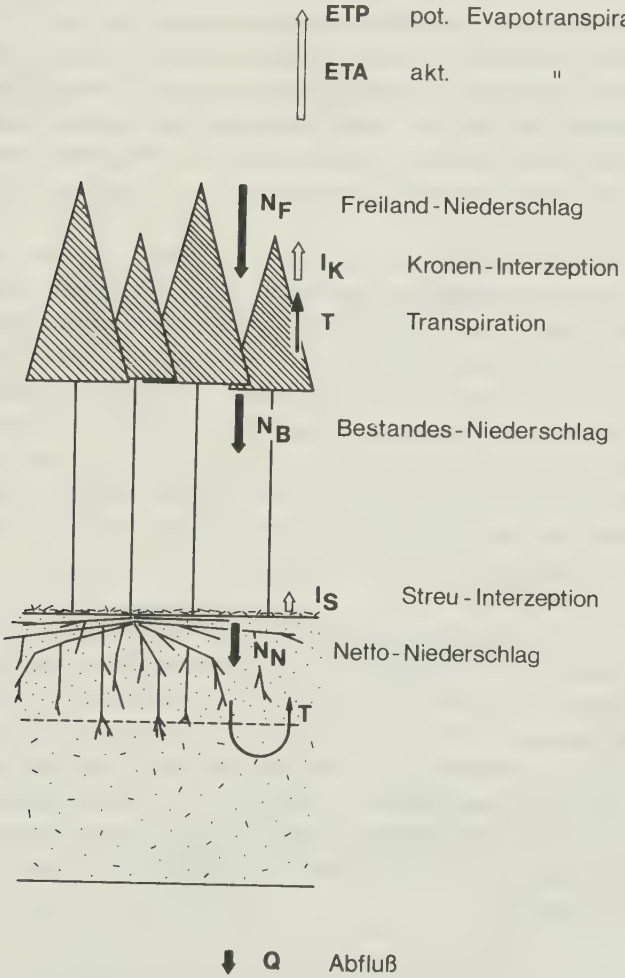


Abb.2.2: Wasserkreislauf im Waldbestand

Im Nadelwald sind die jahreszeitlichen Schwankungen der Strahlung gering. In einem 70-jährigen Fichtenbestand ebenfalls aus dem Raum Zürich liegen die Werte bei maximal 8% im Frühjahr und nur 4-7% im Sommer. In einer sehr stammreichen Fichtendickung in der Nähe von München (BAUMGARTNER, 1956) belief sich die tägliche Strahlungssumme am Waldboden an einem heiteren Julitag auf 5% der Strahlung über den Kronen.

Aufgrund der niedrigen Albedo während des Tages von 4,3 - 6,6% im Vergleich zu landwirtschaftlichen Kulturen (Kartoffel, Luzerne) mit 21-35% besitzen Fichtenbestände eine deutlich höhere Strahlungseinnahme (TAJCHMAN 1967). Diese höhere Einnahme dient vorwiegend zur verstärkten Erwärmung der Bestandesluft. Der Energieverbrauch für die Verdunstung war im Sommer 1965 bei land- und forstwirtschaftlichen Kulturen ungefähr gleich.

An Kiefernbeständen Südschwedens konnte LINDROTH zeigen, daß der Anteil der Verdunstungskomponente (LE) an der Nettostrahlung in den Sommern 1977 und 1978 nicht konstant war, sondern von Mai bis September von 40% auf 60% anstieg. Außerdem konnte er gleichzeitig Verdunstungsmessungen am gesamten Waldbestand und vom Waldboden mit Hilfe von Lysimetern durchführen. Von den durchschnittlich 59% der Nettostrahlung, die für die Verdunstung verbraucht wurden, kamen nur ungefähr 8% vom Waldboden. Dagegen stammte mehr als die Hälfte der fühlbaren Wärme von dort (17% von R_n).

Beim Vergleich mit anderen europäischen Nadelholzstandorten wurden nur geringe Unterschiede in den Tagesmitteln des latenten Wärmeflusses gefunden, wobei u.a. auch Fichtenbestände des Ebersberger Forstes herangezogen wurden (STRAUSS 1971). Der Anteil von LE an R_n schwankte in den Jahren 1965 und 1969 zwischen 61 und 85%. Diese Messungen wurden bei verschiedener Witterung durchgeführt. LINDROTH dagegen führte seine Untersuchungen nur bei trockenen Bestandesoberflächen durch, sodaß er kleinere Werte erhielt.

2.2 Verdunstungskomponenten im Waldbestand

2.2.1 Kroneninterzeption

Aufgrund der Benetzung der Baumkronen mit Niederschlagswasser gelangt nur ein Teil des Freilandniederschlags auf den Waldboden. Ein gewisser Anteil jedes Niederschlags bleibt an Blättern und Zweigen haften, tropft in der Folge von dort ab oder wird direkt verdunstet. Der restliche Teil des Freilandniederschlags kann in Bestandeslücken den Kronenraum passieren und gelangt ungehindert auf den Waldboden (Abb.2.2). Bei ausreichendem Einzelniederschlag werden die Kronen vollständig benetzt, die für jeden Bestand charakteristische Benetzungskapazität wird ausgeschöpft.

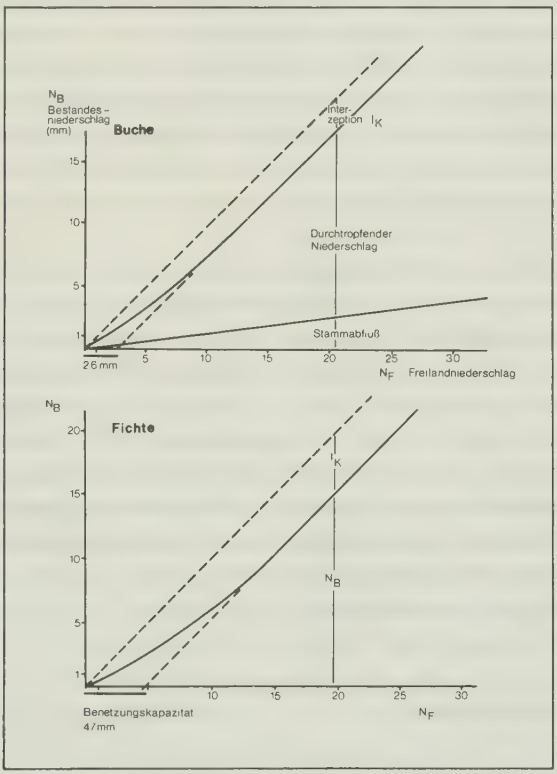


Abb.2.3: Aufteilung des Niederschlags in Interzeption an den Baumkronen (J_K) und Bestandesniederschlag (N_B) relativ zur Einzelniederschlagshöhe im Freiland (nach BENECKE 1978).

Die Abtrocknung der Blätter und Zweige erfolgt durch die hohe Energieausbeute der Kronen im allgemeinen innerhalb weniger Stunden. Die aufgefangene Strahlungsenergie wird von der kinetischen Energie des Windes unterstützt, die für eine rasche Wegfuhr von feuchter Luft aus dem Kronenraum sorgt.

Wieviel Niederschlagswasser längerfristig durch die Kroneninterzeption (J_K) verbraucht wird, hängt folglich nicht allein von der Niederschlagssumme, sondern auch maßgebend von der Niederschlagsverteilung ab. Entscheidend ist, wie oft der Abtrocknungsvorgang stattfinden kann. Die alleinige Angabe der Interzeptionsverdunstung in Prozent vom Freilandniederschlag sagt über die Interzeptionseigenschaften eines Bestandes wenig aus. Daher sollte die Höhe der Interzeptionsverdunstung auf der Grundlage von Einzelniederschlägen gemessen und dargestellt werden, wie es von LEYTON et al.(1965), MITSCHERLICH et al. (1966), BENECKE (1978) und HOFFMANN, D. (1982) gemacht wurde. Allerdings ist die Beprobung von Einzelniederschlägen mit einem zusätzlichen, erheblichen Arbeitsaufwand verbunden, wenn die Streuung des Bestandesniederschlags mit ausreichender Genauigkeit erfaßt werden soll.

Aus der so erhaltenen Beziehung zwischen Freiland- und Bestandesniederschlag kann der Betrag der Kroneninterzeption bei einem Freilandniederschlag bestimmter Höhe abgelesen werden. Abb.2.3 zeigt diese Beziehung in einem Fichten- und Buchenaltbestand wie sie BENECKE (1978) im Solling fand. Wie aus der Abbildung hervorgeht, muß beim Buchenstandort zusätzlich zur Kronentraufe ein an den Stämmen abfließender Niederschlagsanteil berücksichtigt werden. Die steilgestellten Buchenäste können über den Stamm dem Boden zusätzlich Wasser zuführen. Der Bestandesniederschlag ergibt sich unter Buche deshalb aus Kronentraufe und Stammablauf.

2.2.2 Streuinterzeption

Im mitteleuropäischen Raum ist der Waldboden in einschichtigen Beständen normalerweise mit einer geschlossenen Streuschicht

bedeckt. Eine Bodenvegetation kann in größerer Verbreitung nur in Kiefernbeständen, alten Laub- und Nadelwaldbeständen oder in lichten Beständen beobachtet werden.

Wie die Baumkronen können auch die abgestorbenen, wenig zersetzten Blätter der Streuauflage einen gewissen Niederschlagsanteil aufnehmen, und die Streuauflage besitzt ebenfalls eine bestimmte Benetzungskapazität. Ist diese aufgefüllt, kann der Bestandesniederschlag (N_B) in vollem Umfang als sogenannter Nettoniederschlag (N_N) in den Mineralboden infiltrieren (Abb.2.2).

Durch herabgesetzte Windgeschwindigkeit im Stammraum, hohem Energieverbrauch im Kronenraum, sowie vergleichsweise kleiner wirksamer Oberfläche trocknet die Streu nach einem Niederschlag langsamer als die Kronen ab. Für den Kronenraum und den darunterliegenden Stammraum geben SHIAU und DAVAR (1973) Windgeschwindigkeiten an, die nur noch 20-40% der Windgeschwindigkeit über den Kronen betragen. Ab einer Höhe von etwa 1 m über dem Boden gehen die Geschwindigkeiten dann nochmals stark zurück. Trotzdem kann die Streu im Sommerhalbjahr innerhalb einiger trockenen Tage häufig völlig abtrocknen. Damit sind wiederum Niederschlagsmenge und -verteilung die entscheidenden Faktoren für die Interzeption. Die Höhe der Streuinterzeption (J_S) liegt jedoch durch geringere Benetzungskapazitäten und der verzögerten Abtrocknung deutlich unter der Höhe der Kroneninterzeption.

Nach HÄDRICH et al. (1978) und HÖLZER (1982) wird die direkte Verdunstung aus dem Mineralboden durch die auflagernde Streuschicht weitgehend unterbunden. HÖLZER schreibt der Streu eine Art Ventileffekt zu, wobei Niederschlagswasser zwar relativ schnell versickern, jedoch in umgekehrter Richtung kein nennenswerter Fluß erfolgen kann. In eigenen Experimenten konnte dies für die Verhältnisse im Schönbuch in Freiland- und Laborversuchen bestätigt werden (Kap.5.4.1).

Bei einer geschlossenen Streudecke kann die Strahlungsenergie, die den Boden erreicht, nur so lange in latente Wärme umgewan-

delt werden, wie die Streu Interzeptionswasser zur Verfügung stellen kann. Bei trockener Streu wird die Strahlung daher in erster Linie in fühlbare Wärme umgewandelt, was sich in einem Temperaturanstieg im Stammraum äußert.

2.2.3 Transpiration

Bäume sind durch ihr ausgeprägtes Höhenwachstum und ihre grossen Kronenoberflächen den meisten anderen Pflanzenarten bezüglich der Lichtausbeute überlegen. Dafür muß der lebensnotwendige Wassertransport von Wurzel zu Blatt eine relativ große Höhendifferenz überwinden. Nach BENECKE (1978) unterliegt die Wasserbewegung in den Leitbahnen der Bäume wie die Wasserbewegung im Boden dem Gesetz von Darcy, bei dem die Geschwindigkeit des Wassertransportes zum antreibenden Gradienten proportional ist. Der Proportionalitätsfaktor wird Leitfähigkeit genannt. Damit Wasser in den Bäumen aufsteigen kann, muß die Potentialdifferenz zwischen Bodenwasser und Atmosphärenluft groß genug sein, um pflanzeneigene Fließwiderstände überwinden zu können. Die Grenzschicht Blatt-Umgebungsluft besitzt dabei den größten Widerstand.

Bei ausreichender Wassernachlieferung aus dem Boden unterliegt der Transpirationsprozeß wie die Interzeptionsverdunstung nur physikalischen Gesetzen. Erst wenn sich nach zunehmender Ausschöpfung des Bodenwassers bei trockener, warmer Witterung die Fließwiderstände stark erhöhen, sorgen physiologische Prozesse für eine Einschränkung der weiteren Wassernachlieferung.

Zum Schutz vor Austrocknung wird der Fließwiderstand zwischen Blatt und Umgebungsluft durch eine Verengung der Spaltöffnungen erhöht; die Transpirationsrate geht merklich zurück. Die Bäume reagieren in Trockenzeiten auf diese Weise frühzeitig auf drohenden Wassermangel und können längere niederschlagsfreie Zeiten im Sommer ohne Schäden überstehen.
Das in Fein- und Feinstporen des Bodens gebundene Wasser (Saugspannung pF 4,2[1]) kann aufgrund der starken Bindungs-

---

[1] Nach SCHOFIELD (1935) versteht man unter pF den BRIGG'schen Logarithmus (Basis 10) der in Zentimeter Wassersäule angegebenen Saugspannung.

kräfte in diesen feinen Kapillaren von den Wurzeln nicht mehr aufgenommen werden. Im Mai, zu Beginn des Sommerhalbjahres, sind die Böden im allgemeinen bis zur sogenannten Feldkapazität aufgefüllt (pF 2,5). Feldkapazität bezeichnet den Wassergehalt, den der Boden gegenüber der Gravitation über längere Zeit festhalten kann, sofern keine Staunässe auftritt. Die pflanzenverfügbare Wassermenge liegt folglich im Saugspannungsbereich pF 2,5-4,2 und wird als nutzbare Feldkapazität (nFK) bezeichnet. Die Höhe der nFK hängt von Durchwurzelungstiefe und von der Porengrössenverteilung des Bodens ab. Das Maximum erreichen schluffreiche Bodenarten mit 20-25 Vol.% pflanzenverfügbarem Wasser. Bei einer Durchwurzelungstiefe von 1 m entspricht dies einer Niederschlagsmenge von 200-250 mm. Grobkörnige Sande (gS) besitzen dagegen die ungünstigsten Speichereigenschaften mit einer nFK von nur 6% und einer FK von 9% (Tab.2.1). Bei mittleren nutzbaren Feldkapazitäten von etwa 15 mm speichern Tone einen hohen Wasseranteil, der jedoch nicht pflanzenverfügbar ist (Totwasser, pF 4,2).

	Sande				Schluffe		Lehme			Tone	
	gS	fS	uS	lS	U	lU	sL	uL	tL	lT	T
FK	9	18	24	27	34	37	33	36	41	49	54
nFK	6	12	18	17	25	24	17	19	15	14	15
GPV	38	38	41	42	44	44	43	45	48	53	58

Tab.2.1: Feldkapazität (FK), nutzbare Feldkapazität (nFK) und Gesamtporenvolumen (GPV) verschiedener Bodenarten mittlerer Lagerungsdichte (Werte aus ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE 1982).
g: grob; f: fein; u: schluffig; l: lehmig;
t: tonig; S: Sand; U: Schluff; L: Lehm; T: Ton

Neben dem Aufbrauch der nFK steht der Transpiration der in den Mineralboden infiltrierende Nettoniederschlag zur Verfügung. Bei sommerlicher Trockenheit müssen die Bäume vorwiegend auf die im Boden gespeicherten Niederschläge des Winterhalbjahrs zurückgreifen. In nassen Sommern findet bei ausreichendem Bodenwasserangebot diese Limitierung nicht statt und die Transpiration verläuft gemäß dem Verdunstungsanspruch der Luft.

2.2.4 Gesamtverdunstung

Die Verdunstung eines Waldbestandes läßt sich aus der Summe der beiden Interzeptionskomponenten Kronen- bzw. Streuinterzeption (J_K bzw. J_S) und der Transpiration (T) berechnen. Die Verdunstung von freien Wasserflächen, also auch die Interzeptionsverdunstung, wird im allgemeinen als Evaporation bezeichnet, die Gesamtverdunstung deshalb als Evapotranspiration (ETA). Es gilt somit:

$$ETA = J_K + J_S + T$$

Fällt auf den trockenen, transpirierenden Bestand ein Niederschlag, so wird die Transpiration während der einsetzenden Interzeptionsverdunstung herabgesetzt. Evaporation und Transpiration sind daher nicht völlig unabhängig voneinander, jedoch ist die Verringerung der Transpiration im Vergleich zur gleichzeitig ablaufenden Interzeptionsverdunstung gering.

3 Untersuchungsgebiete

3.1 Naturpark Schönbuch

Der gesamte Naturpark Schönbuch ist rund 155 km² groß und liegt zwischen Tübingen, Böblingen und Herrenberg etwa 30 km südwestlich von Stuttgart (Abb.3.1). Von der Gesamtfläche nimmt das Einzugsgebiet des Großen Goldersbaches, in dem die Untersuchungen durchgeführt wurden, 72 km² ein. Bei einer annähernd vollständigen Bewaldung bestehen ca. 60% des Einzugsgebietes aus Nadelwald, wobei Fichte (38%) gegenüber der Kiefer (18%) dominiert. Der Laubwald mit 40% des Waldanteils baut sich zu 26% aus Buche und 10% aus Eiche auf.

Trotz der dichten Besiedlung um dieses Waldgebiet befindet sich der Schönbuch weitgehend in naturnahem Zustand und die kleine Ortschaft Bebenhausen am Rande des Einzugsgebietes stellt die einzige Besiedlungsfläche dar.

3.1.1 Geologisch - geomorphologischer Überblick

Der Schönbuch ist Teil der Keuper-Lias-Stufe des südwestdeutschen Schichtstufenlandes. Das Ausstreichen der Keuper-Lias-Stufe parallel zum Trauf der Schwäbischen Alb nimmt von Südwesten kommend im Raum Tübingen entlang von herzynisch gerichteten Verwerfungslinien sprunghaft an Breite zu. Zusätzlich führt eine allgemeine Verflachung des Schichteinfallens durch zunehmende Entfernung vom Hebungszentrum zu einem breiteren Ausstrich der einzelnen Schichtglieder.

Im Bereich des Schönbuchs stößt die herzynisch verlaufende Hildrizhauser Verwerfung auf eine zweite bedeutende Störung, das Schwäbische Lineament (Abb.3.1). An der Hildrizhauser Verwerfung wurde der Nordostteil des Untersuchungsgebiets relativ abgesenkt und die verwitterungsresistenten Schichten des Lias sind unter Reliefumkehr entlang der Störung erhalten geblieben. Die südlich der Störung gelegene km 4-Verebnung konnte im Niveau der Liasplatte vor Erosion geschützt werden.

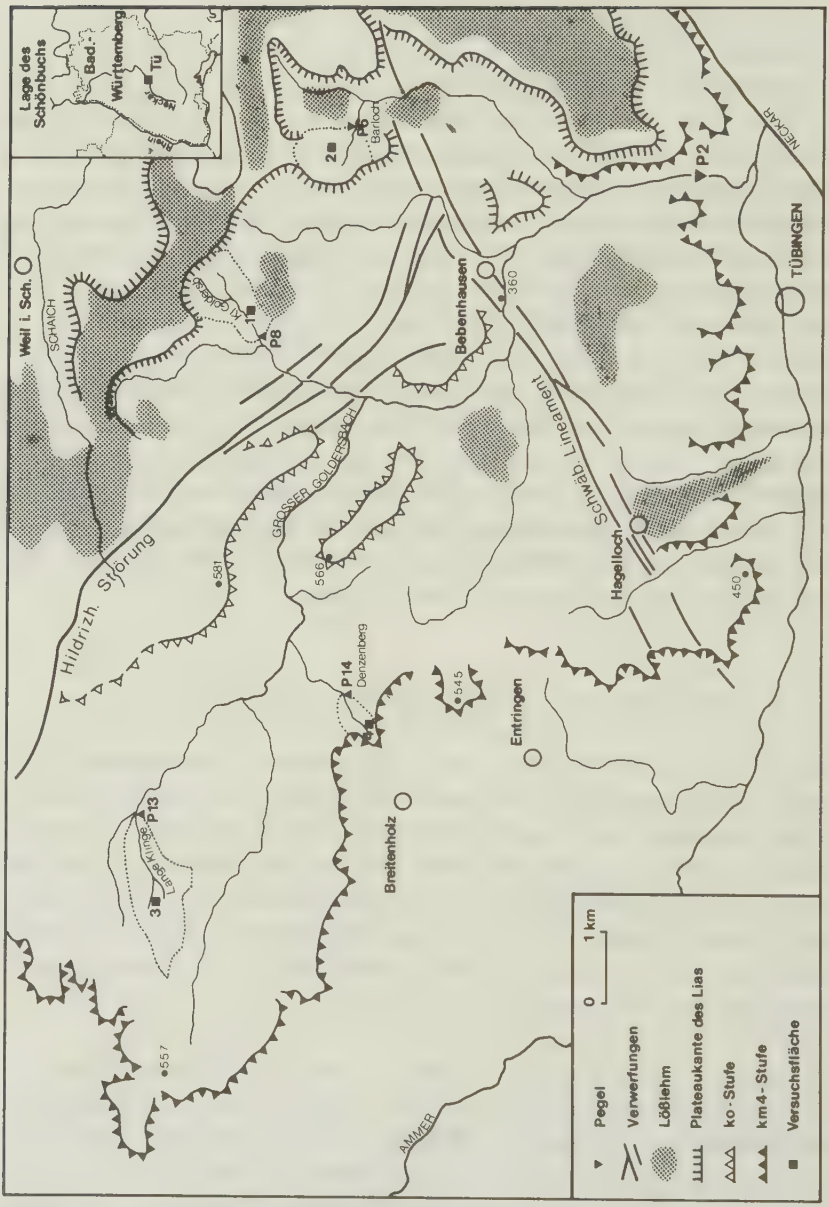


Abb.3.1: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Dargestellt sind auch die näher untersuchten Teileinzugsgebiete (P 13, P 14, P 8, P 6).

Entsprechend dem Schichteinfallen mit wenigen Grad nach SE und teilweise nach NE entwässert die schüsselförmige km 4-Platte konsequent in Richtung des größten Einfallens. Tektonische Tiefgebiete halten der Erosion am längsten stand und Aufwölbungen werden zuerst abgetragen, was sich am Südrand des Schönbuchs zeigt. So ist die Einbuchtung des Stufenrandes bei Breitenholz und Entringen auf eine Schichtaufwölbung in diesem Bereich zurückzuführen, weshalb sich das Einzugsgebiet des Großen Goldersbaches hier deutlich verengt und hohe Reliefunterschiede auftreten (Einzugsgebiet Denzenberg).

Mit einem Wechsel von harten und weichen Serien des mittleren und oberen Keupers, sowie des unteren Lias, zeigt die Morphologie im Schönbuch das für das Keuperbergland typische Schichtstufenrelief. Harte Sand- bzw. Kalksteinfolgen bilden weite Plateaus und weiche Ton- bzw. Mergelsteine vom Rande der Plateaus steil abfallende Hänge.

3.1.2 Stratigraphische Abfolge

Im Untersuchungsgebiet sind die ältesten Serien der ton- und mergelreiche Gipskeuper (km 1), der Schilfsandstein (km 2) und die Bunten Mergel (km 3). Diese hangbildenden Schichten werden häufig von harten, jedoch meist dünnen Kalk-, Dolomit- und Steinmergelbänken durchsetzt. Der Schilfsandstein tritt stellenweise in Form einer "Flutfazies" auf und ist dann als mehrere Meter mächtiger Sandstein ausgebildet.

Der hangende Stubensandstein (km 4) besteht aus einer Wechselfolge von meist grobkörnigen Sandsteinbänken mit kaolinitischem, kalkig-dolomitischem Bindemittel und erreicht im Untersuchungsgebiet eine Mächtigkeit von 35-50 m. Durch ihre Klüftigkeit kommt den Sandsteinbänken eine wichtige Rolle als Grundwasserleiter bzw. -speicher zu. Die km 4-Verebnung ist in der Regel in Sandsteinbänken des oberen Stubensandsteins angelegt.

Der 25-30 m mächtige Knollenmergel (km 5), ein rot-violetter Tonstein, stellt in Form von teilweise steilen Rutschhängen das Bindeglied zur zweiten Verebnungsfläche dar. Entweder ist diese Verebnung im oberen Keuper bzw. Rät (ko), oder in den Kalk- und Kalksandsteinbänken des unteren Lias (lα) angelegt. Tritt der Rätsandstein als Stufenbildner in Erscheinung, so liegt er stets als klüftige, kieselige Sandsteinbank von max. 10 m Mächtigkeit vor. Der Bromberg, ein weites Rätsandstein-Plateau, bildet mit 581 m ü.NN die höchste Erhebung im Schönbuch. Neben den klüftigen Bänken des Lias-α stellt die Basis des Rätsandsteins am Übergang zu den dichten Knollenmergeln ebenfalls einen wichtigen Quellhorizont dar. Im Gegensatz zum Westteil des Einzugsgebietes des Großen Goldersbaches mit vorwiegend einstufigem Relief, zeichnet sich der Ostteil durch ein Nebeneinander von km 4-Plateaus und ko- bzw. Liasplateaus aus.

Eine eingehende Beschreibung des geologischen Aufbaus im Untersuchungsgebiet geben AGSTER (1983) und EINSELE und AGSTER (1986).

3.1.3 Deckschichten und Böden

Die Verwitterungszone der oben genannten mesozoischen Sedimente unterlag während der Eiszeit periglazialen Umlagerungen bzw. der Ablagerung von äolischen Staubsedimenten. Im Keuperbergland finden sich vorwiegend Bildungen der ausgehenden letzten Eiszeit. Ältere Bildungen sind wieder aufgearbeitet worden und sind nur auf der Liasverebnung in größerer Verbreitung zu verfolgen.

Neueste Ergebnisse über den Deckschichtenaufbau stellt BIBUS (1986) vor, der die Deckschichtengliederung teilweise auf denselben Standorten im Schönbuch durchführte, die in Kap.3.2 beschrieben werden. Er fand mehrgliedrige Schuttdecken, die sich

fast im gesamten Untersuchungsgebiet in einen lößhaltigen, skelettreichen Deckschutt und einen lößfreien Basisschutt unterteilen lassen. Stellenweise schaltet sich auf Verebnungsflächen ein steinarmer, lößlehmhaltiger Mittelschutt zwischen Deck- und Basisschutt ein. BIBUS konnte im Deckschutt Schwerminerale des allerödzeitlichen Laacher Bimstuffs nachweisen. In den liegenden Deckschichten waren die typischen Schwerminerale nicht mehr vorhanden. Der Deckschutt ist folglich nicht direkt durch bodenbildende Prozesse aus einem homogenen Ausgangssubstrat entstanden, sondern muß als eigenständige Deckschicht angesehen werden.

Der unterlagernde, lößfreie Basisschutt ist direkt aus dem lokal anstehenden Gestein hervorgegangen, wobei die Korngrößenverteilung bzw. der Skelettanteil vom anstehenden Gestein bestimmt wird. Im Bereich von verwitterungsresistenten Bänken, wie sie stellenweise auf Verebnungen und häufig am Rande dieser vorkommen, ist die Lehmauflage oft geringmächtig und der Basisschutt fehlt. Hangabwärts treten je nach Verwitterungsresistenz der anstehenden Gesteinsbänke im Basisschutt mehr oder weniger Skelettanteile zur tonigen Grundmasse hinzu. Hohe Verwitterungsresistenz zeigen die Sand- bzw. Kalksteine des Rät und Lias-α. Die Deckschichten auf diesen Gesteinen, sowie die unterhalb anschließenden Knollenmergelhänge besitzen daher häufig einen hohen Gehalt an Steinen, die weit transportiert wurden und der tonigen Matrix nur wenig Sand zuführten. Dagegen neigten die groben, häufig kaolinig gebundenen Sandsteine des Stubensandsteins unter periglazialen Klimaverhältnissen zu raschem Zerfall durch Frostsprengung (SCHWARZ, 1971). Die Mächtigkeit der Basisfolge kann bis auf mehrere Meter ansteigen. Dagegen ist die Mächtigkeit des Deckschutts mit 4 - 5 dm auffallend konstant.

Wo Sandsteine auf der km 4-Verebnung nahe an die Oberfläche treten, entwickelten sich podsolige Braunerde-Bänderparabraunerden, die bei hohem Sandgehalt in einen Podsol übergehen können. An Hängen kommt der tonreiche Basisschutt hinzu, der in der Regel entkalkt ist und von BIBUS als P-Horizont angesprochen wird. Folglich sind an den Hängen im Bereich des Stuben-

sandsteins Braunerde-Pelosole weit verbreitet. Die flächenhafte Verbreitung des Basisschutts deutet auf eine ausreichend gute und genügend lange Fließfähigkeit der periglazial aktiven Bodenzone hin.

Im Bereich der Knollenmergelhänge lassen sich Deck- und Basisschutt am deutlichen Farbübergang von hellbraun zu rot unterscheiden. Wiederum ist der Braunerde-Pelosol der bestimmende Bodentyp.

Auf den Liasverebnungen sind sogenannte Decklehme sehr verbreitet, die in Anlehnung an die Fildern als Filderlehm bezeichnet werden. Die Mächtigkeit dieser lehmigen Deckschicht kann bis auf mehrere Meter ansteigen. ALAILY (1972), der die Decklehme im Schönbuch auf den Ackerflächen des Hofgutes Einsiedel untersuchte, konnte sie in vier Einheiten verschiedenen Alters untergliedern. Demnach handelt es sich nicht ausschließlich um Lehme, die aus Primärlöß entstanden, sondern um Gemische von Lößlehm und verwittertem Liasmaterial. Als Bodentypen liegen heute Parabraunerde-Pseudogleye bzw. Pseudogley-Parabraunerden vor.

Der lößfreie, plastische Basisschutt besitzt im gesamten Untersuchungsgebiet sehr geringe hydraulische Leitfähigkeiten (Kap.9.2), sodaß bei geringer Geländeneigung Staunässe auftritt. Auf den weiten, sehr flachen km 4-Verebnungen im Westen des Einzugsgebiets des Großen Goldersbach reicht der Staunässeeinfluß bis zur Ausbildung von Stagnogleyen mit hoher Anhäufung organischer Substanz (Anmoor). Ansonsten sind auf allen Verebnungen, auf denen der Basisschutt auf tonreichen Gesteinen ausgebildet ist, alle Übergänge zwischen leichtem Staunässeeinfluß und Stagnogley vorhanden.

Die auftretende Staunässe schränkt die Gründigkeit der Baumwurzeln ein, d.h. sie können nur einen relativ flachen Bodenbereich entwässern. Bei Pseudogley-Dynamik wirkt der Basisschutt als Stauwasserkörper (S_d-Horizont) und der gröberkörnige Deckschutt als Stauwasserleiter (S_w-Horizont). Der Hauptwurzelraum fällt daher in ebenen Lagen oftmals mit dem Deckschutt zusammen.

3.1.4 Klimatische Verhältnisse

Im mitteleuropäischen Raum herrschen das ganze Jahr über westliche Winde vor, die feuchte atlantische Luftmassen aus Südwest bis Nord heranführen. Ausgedehnte Tiefdruckgebiete ziehen über Norddeutschland hinweg. Der süddeutsche Raum wird im Schutze der Mittelgebirge nur noch von Ausläufern dieser Tiefs erreicht, weshalb das Klima eine stärkere kontinentale Tönung aufweist.

So werden im Winter die atlantischen Tiefausläufer des öfteren von trockenen, kalten Luftmassen aus dem Osten abgelöst. Diese Verhältnisse konzentrieren sich vor allem auf den Februar, in dem auch im Schönbuch das Niederschlagsminimum erreicht wird (Abb.3.2). Im Frühjahr nimmt der Einfluß der Tiefausläufer wieder zu. Die herangeführten Luftmassen werden zunehmend erwärmt, wodurch es im Mai häufig zu Konvektionsbewölkung und nachfolgenden Starkniederschlägen kommt. Diese konvektiven Schauer dominieren in den Sommermonaten. Die Niederschlagsmaxima werden im Juni und Juli erreicht. Im Herbst wirkt die Abkühlung der bodennahen Luft stabilisierend, womit die Niederschlagsneigung bis November auf ein zweites Minimum zurückgeht.

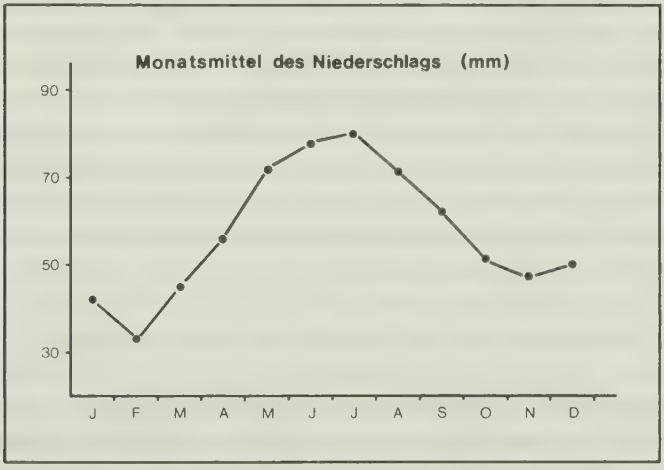


Abb.3.2: Langjährige Monatsniederschläge (Meßstelle Hildrizhausen, Mittel 1891-1930).

3.1.4.1 Niederschlag

Im Regenschatten des Schwarzwaldes nehmen die Jahresniederschläge auf kurzer Distanz von über 2000 mm auf den Schwarzwaldhöhen bis auf ein langjähriges Mittel (1931-1960) von 750 mm im Schönbuch ab. Nach dem HYDROLOGISCHEN ATLAS der BRD (1979) verhalten sich Sommer- und Winterniederschlag im Mittel wie 60:40. Damit gehört der Schönbuch dem Sommerregentyp an, im Gegensatz zu den Hochlagen der Mittelgebirge mit hohen winterlichen Niederschlägen. Die kontinentale Klimatönung wird im Schönbuch durch den Hochflächencharakter noch verstärkt.

Da hohes Niederschlags- und Energieangebot im Sommerhalbjahr zusammenfallen, muß mit einer hohen Verdunstungsrate gerechnet werden. Die Intensität der Nettostrahlung an der Erdoberfläche, ausgedrückt in mm Verdunstungsäquivalent, beträgt im Untersuchungsgebiet zwischen 700 und 750 mm pro Jahr (HYDROLOGISCHER ATLAS). Würde somit die gesamte Nettostrahlung für den Verdunstungsprozeß verbraucht, würde im Untersuchungsgebiet fast kein Niederschlag zum Abfluß kommen.

3.1.4.2 Temperatur

Im langjährigen Mittel beläuft sich die Jahresdurchschnittstemperatur im Untersuchungsgebiet auf 8,6°C. Im Sommerhalbjahr ergeben sich durchschnittlich 14,4°C, im Winterhalbjahr 2,9°C. Der Temperaturgradient beträgt etwas mehr als 1°C/100 m (AGSTER, 1986). Im Vergleich zu den Hochflächen sind die Täler im Innern des Schönbuchs kühl. Kaltluftseen mit langanhaltenden Bodennebeln treten häufig auf. Dagegen sind für den süd- bzw. südwestexponierten, steilen Stufenrand wärmere und trokkenere Verhältnisse typisch.

3.2 Teileinzugsgebiete und zugehörige Versuchsflächen

Bei der Auswahl der Teileinzugsgebiete mit zugehörigen Versuchsflächen wurden Gebiete ausgewählt, die sich entweder in ihrer Baumartenzusammensetzung oder ihren Bodeneigenschaften deutlich unterscheiden. Von den vier ausgewählten Gebieten

liegen zwei auf Stubensandstein im Westteil des Einzugsgebietes Großer Goldersbach, die anderen beiden in der Lias-Knollenmergel-Landschaft im Osten (Abb.3.1).

3.2.1 Einzugsgebiet Lange Klinge (P 13)

Das 1,33 km² große Einzugsgebiet liegt am Westrand des Untersuchungsgebietes auf einem ausgedehnten Stubensandstein-Plateau. Der Vorfluter hat sich am Unterlauf in Form eines steilen V-Tales in die harten Bänke des oberen km 4 eingetieft. Der Anteil der Hänge mit Neigungen $< 3°$ beläuft sich auf 15-20%.

Im Bestandesaufbau überwiegt Nadelwald mit 72% (Abb.3.3). Vorherrschend sind einschichtige Fichtenbestände. Kulturen, die jünger als 15 Jahre sind, treten nur kleinflächig in Erscheinung. Beim Laubwald überwiegt wie im gesamten Untersuchungsgebiet die Rotbuche neben Eiche und einigen selteneren Laubbaumarten.

Wie in Kap.3.1.3 beschrieben, lassen sich die Deckschichten in einen lößhaltigen, grobkörnigen Deckschutt und einen feinkörnigen, lößfreien Basisschutt gliedern. Auf den Verebnungen sind im Einzugsgebiet Staunässeböden weit verbreitet. Zur Bestimmung der nutzbaren Feldkapazitäten wurden die Verbreitung und Ausbildung der Böden in den Einzugsgebieten durch eine Kartierung flächenhaft erfaßt. In Anlehnung an die forstliche Standortskarte wurden Bodenartenaufbau und Einflußbereich von Staunässe im Bodenprofil besonders beachtet. Durch Vergleich mit den Böden der Versuchsflächen, auf denen die nFK im Labor durch Saugspannungsmessungen bestimmt wurde, konnten die nutzbaren Feldkapazitäten der Böden abgeschätzt werden. Untersuchungen der Wurzeltracht windgeworfener Bäume gaben zusätzliche Auskunft über die effektive Durchwurzelungstiefe.

Im flachen Westteil des Einzugsgebietes treten Sandsteinbänke inselartig an die Oberfläche und bilden das Ausgangssubstrat für die Bodenbildung. Der Basisschutt fehlt und es entwickelten sich vorwiegend podsolige Braunerden bis Podsole. Mit nutzbaren Feldkapazitäten von 60-90 mm ist ihre Wasserkapazi-

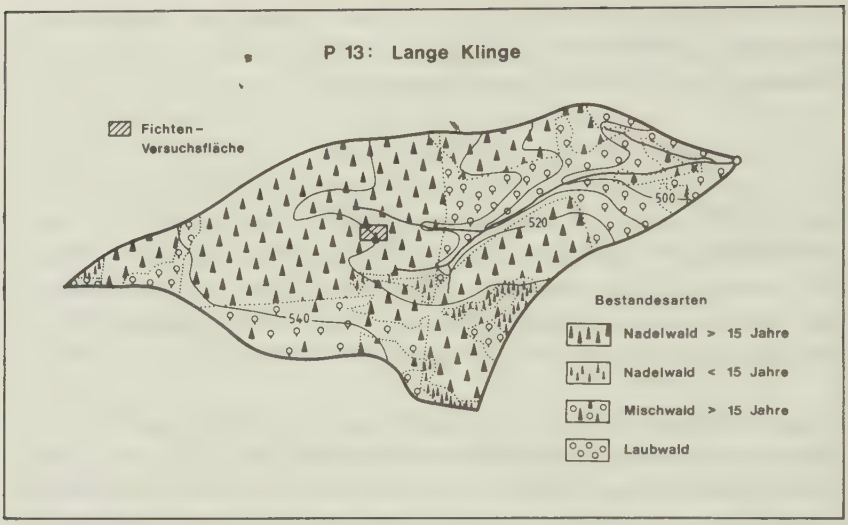


Abb.3.3: Bestandesverteilung im Einzugsgebiet Lange Klinge (P 13).

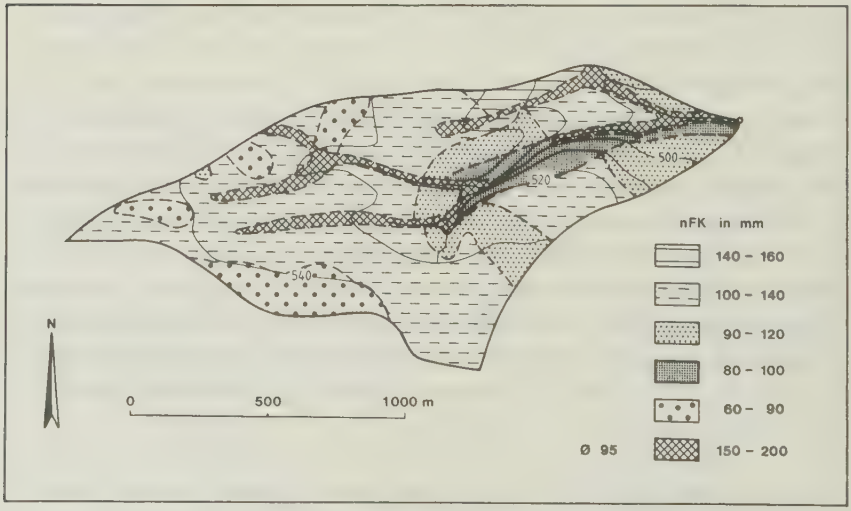


Abb.3.4: Verteilung der nutzbaren Feldkapazitäten (nFK) im Einzugsgebiet Lange Klinge.

tät ausgesprochen ungünstig. Ansonsten zeigt sich im gesamten Einzugsgebiet der zweischichtige Deckschichtenaufbau aus Deck- und Basisschutt mit nFK von 90-140 mm (Abb.3.4).

Mit hohen Sand- und Skelettanteilen besitzen die Braunerde-Pelosole der Hänge 80-100 mm pflanzennutzbares Wasser. Im Bereich der Talaue, wo den Bäumen zusätzlich Grundwasser zur Verfügung steht, erreicht die nFK Höchstwerte von 150-200 mm. Im gesamten Einzugsgebiet können durchschnittlich 95 mm pflanzenverfügbares Wasser gespeichert werden.

3.2.1.1 Fichten-Versuchsfläche Lange Klinge (Nr.3)

Die Fichtentestfläche liegt auf einer Höhe von 520 m ü.NN und ist ca. 3° zum Vorfluter geneigt. Der 90-jährige Fichtenbestand besitzt bei einer Stammzahl von 663/ha eine Grundfläche von 59,0 m^2/ha[1)]. Einige lichte Stellen der Testfläche zeigen eine geschlossene Gras- bzw. Krautschicht; ansonsten wird die Bodenoberfläche von einer Nadelstreudecke vollständig abgedeckt.

Der Boden besitzt den typischen, zweischichtigen Aufbau aus lehmigem Sand über sandig-lehmigem Ton. Der Bodentyp ist eine schwach pseudovergleyte Braunerde-Parabraunerde, auf der forstlichen Standortskarte ist die Testfläche der Standortseinheit Sandkerf zugeordnet. Die nFK-Karte in Abb.3.4 zeigt die weite Verbreitung dieser Bodeneinheit.

Die effektive Durchwurzelungstiefe (We) wird nach der ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1982) graphisch ermittelt. Die Differenz aus dem Wassergehalt bei Feldkapazität und dem minimalen Wassergehalt nach einem trockenen Sommerhalbjahr, gibt die pflanzenverfügbare Wassermenge wieder. Die nFK im unteren Wurzelbereich wird nicht mehr voll ausgeschöpft. Die Tiefe der We wird so festgelegt, daß die bis zum PWP vorhandene Wassermenge oberhalb der We (punktierte Fläche in Abb.3.5) derjenigen bis zur FK fehlenden Wassermenge (schraffiert) unterhalb der We entspricht. Der tatsächliche Wasserentzug reicht folglich tiefer als die We. Sie ist ein rein theoretischer Wert, der jedoch in der Praxis hohe Aussagekraft besitzt.

---

1) Auswertung durch Prof.H.U.MOOSMAYER von der FVA Freiburg.

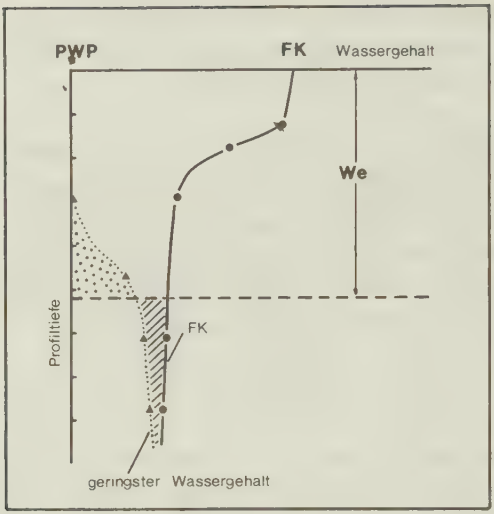


Abb.3.5: Bestimmung der effektiven Durchwurzelungstiefe (We) aus gemessenen Bodenwassergehalten bei FK im Frühjahr und maximalem Bodenfeuchtedefizit im Herbst.

Die effektive Durchwurzelungstiefe reicht auf Versuchsfläche Lange Klinge 8 dm tief. Dem Bestand stehen bei Feldkapazität 100 mm Wasser für die Transpiration zur Verfügung (Abb.3.6). Entsprechend den mit der Tiefe zunehmenden Tongehalten nimmt das Gesamtporenvolumen (GPV) und damit die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens ab. Die Leitfähigkeit geht mit dem Übergang zum anstehenden Gestein (II C_v-Horizont in Abb.3.6) in einer Bodentiefe von ca. 60 cm auf geringe Werte zurück. Bei gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten von $k_s=10^{-7}$ cm/s bewegt sich das Bodenwasser nur noch mit Geschwindigkeiten von ungefähr 0,01 cm pro Tag.

3.2.2 Einzugsgebiet Denzenberg (P 14)

Wie die Übersichtskarte (Abb.3.1) zeigt, liegt das kleine Einzugsgebiet (0,185 km²) direkt am Rand der Stubensandsteinstufe. Die Entfernung zum tief eingeschnittenen Großen Goldersbach ist gering, die Reliefenergie daher sehr hoch (368 m/km²). Das steile Relief geht letztendlich auf eine lokale Schichtaufwölbung und damit höhere Einfallswerte in diesem Bereich zurück,

wie im Kap.3.1.1 erläutert wurde. Fast das gesamte Einzugsgebiet wird von Hangflächen eingenommen und nur am Rand geht die Hangneigung auf den Sandsteinbänken des oberen km 4 auf Werte unter 3° zurück.

Auf den Sandsteinen finden sich wieder podsolige Sandböden mit geringer nFK (60-90 mm), sowie Braunerde-Pelosole mit relativ hoher nFK von 90-120 mm, sofern der Basisschutt vorhanden ist. Die größte Verbreitung besitzen die bereits beschriebenen Hangböden (Abb.3.7). Bei einer Aufnahme einzelner Profilreihen quer zum Vorfluter zeigte sich, daß Deck- und Basisschutt fast durchgehend ausgebildet sind. Nur an morphologischen Kanten, die auf Sandsteinbänke zurückgehen, fehlt der Basisschutt und der Deckschutt ist nur geringmächtig ausgebildet. Im allgemeinen schwankt die Deckschuttmächtigkeit zwischen 20 und 60 cm. Je nach Ausbildung des Anstehenden sind den Deckschichten mehr oder weniger Steine, Blöcke und Sand beigemengt. Beim Überwiegen steiler Talhänge und hoher hydraulischer Leitfähigkeiten im Deckschutt treten Staunässemerkmale zurück, und nur auf den flacheren Oberhängen sind Pseudogley-Merkmale zu erkennen. Für das Gesamtgebiet wurde eine durchschnittliche nFK von 90 mm bestimmt.

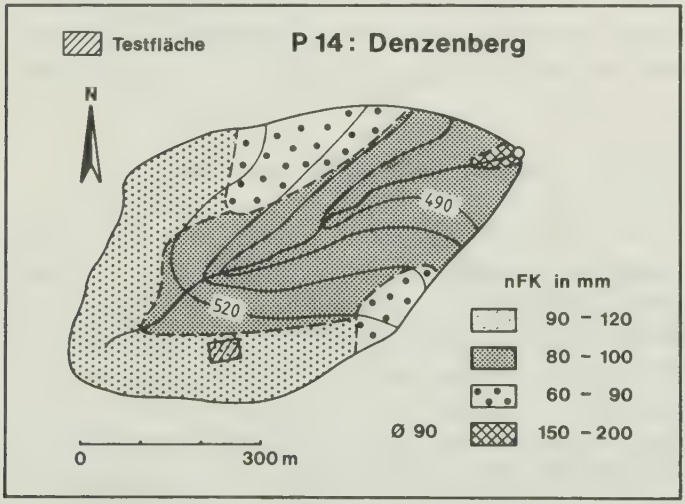


Abb.3.7: Verteilung der nutzbaren Feldkapazitäten im Einzugsgebiet Denzenberg (P 14).

3.2.2.1 Buchen-Versuchsfläche Denzenberg (Nr.4)

Die Testfläche liegt am flachen Oberhang auf 520 m Meereshöhe (Abb.3.7). Der 120-jährige Buchenbestand wird von einzelnen alten Eichen durchsetzt. Die Stammzahl beträgt 284/ha, die Stammgrundfläche 26,7 m²/ha.

Durch die Neigung von 5-15° ist der Staunässeeinfluß nur gering. Es liegen schwach pseudovergleyte Braunerden bis Pelosol-Braunerden vor. Die forstliche Standortseinheit ist wie bei Versuchsfläche 3 Sandkerf.

Die gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten gehen vom Deckschutt mit $k_s = 10^{-2}$cm/s auf ungefähr $k_s = 10^{-5}$-10^{-6}cm/s im Basisschutt zurück. Entsprechend erreicht der Grobporenanteil mit dem Übergang zum Basisschutt in 50 cm Tiefe ein Minimum von 2-5% gegenüber 20-30% im Deckschutt (Abb.3.8). Bei Bodenwassergehalten über der Feldkapazität ist deshalb im geneigten Gelände mit Hangwasserzug zu rechnen.

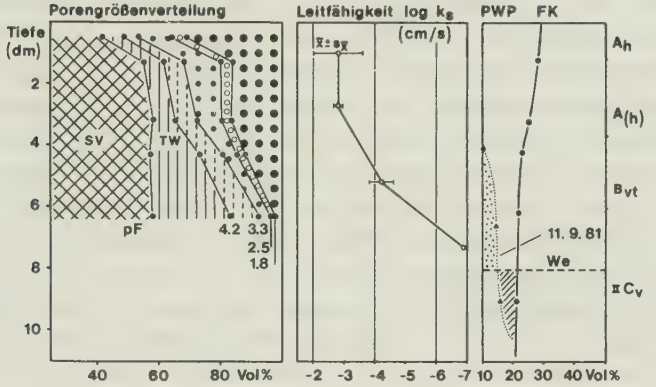
Durch den starken Bodenartenwechsel im Basisschutt bzw. anstehenden km 4 waren bei der Probenahme die Bodenwassergehalte an den 3 Entnahmepunkten häufig sehr verschieden. Auf eine Darstellung der effektiven Durchwurzelungstiefe wie bei den anderen beiden Versuchsflächen mußte daher verzichtet werden.

3.2.3 Einzugsgebiet Kleiner Goldersbach (P8)

Das 1,11 km² große Einzugsgebiet ist Teil des Übergangsbereichs zwischen Stubensandstein-Landschaft im Westen und Lias-Knollenmergel-Landschaft im Osten. Es setzt sich aus Verebnungsflächen des Lias und Stubensandsteins zusammen, die über die Hänge des Knollenmmergels in Verbindung stehen.

Auf der km 4-Verebnung sind Sandbänke nur entlang der Hangkanten am steilen Einschnitt des Vorfluters freigelegt (Abb.3.9). Die Podsole bzw. podsoligen Braunerden gehen mit zunehmender Entfernung vom Vorfluter durch Einsetzen des tonigen Basisschutts

Versuchsfläche 3 : Lange Klinge



Versuchsfläche 4 : Denzenberg

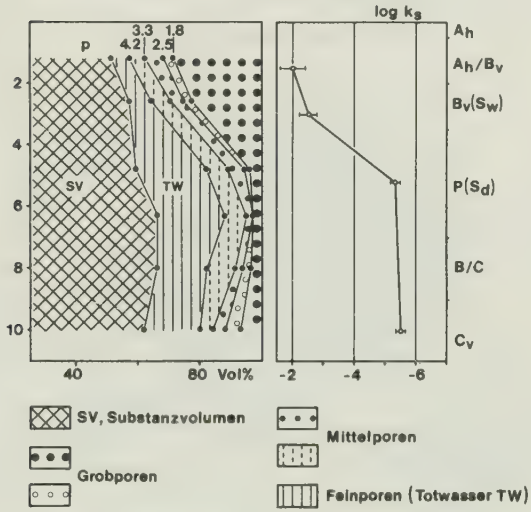


Abb.3.6: Porengrößenverteilung, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (log k_s) und effektive Durchwurzelungstiefe (We) auf Fichten-Versuchsfläche Lange Klinge.

Abb.3.8: Porengrößenverteilung, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und effektive Durchwurzelungstiefe auf Buchenfläche Denzenberg. Die Meßwerte von Versuchsfläche 2, 3 und 4 wurden von Dr.E. E. Hildebrand (Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Stuttgart) und von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (für Versuchsfläche 1) freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

auf der Verebnung in Pseudogleye und Pseudogley-Parabraunerden über. Der mit zunehmender Deckschuttmächtigkeit abnehmende Staunässeeinfluß ist deutlich zu verfolgen. Der schluffreiche, sandarme Deckschutt erreicht eine Mächtigkeit bis zu 60 cm. Solifluktionsdecken aus Knollenmergelmaterial und verwitterte km 4-Tone verhinderten auf der Südseite der km 4-Verebnung eine stärkere Sandbeimengung aus den unterlagernden Sandsteinen. Der schluffreiche Deckschutt über tonigem Basisschutt wird vom Standortskartierer als Lehmkerf angesprochen. Auf diesen günstigen Standorten stehen den Pflanzen 120-160 mm Wasser zur Verfügung. Die Böden der Nordseite mit sandigem Deckschutt sind denen im Westteil des Schönbuchs sehr ähnlich (Forstliche Standortseinheit: Sandkerf). Die nFK geht auf 90-120 mm zurück.

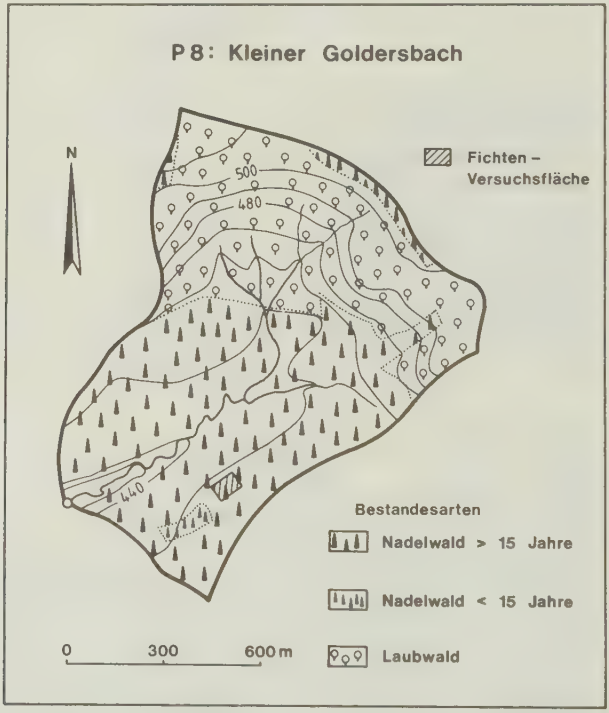


Abb.3.9: Bestandesverteilung im Einzugsgebiet Kleiner Goldersbach (P 8).

Die Deckschichten der Knollenmergelhänge besitzen hohe Skelettanteile aus Liasmaterial. Je nach Mächtigkeit des Deckschutts liegen Braunerde-Pelosole bzw. Pelosole vor. Die Verwitterungslehme des Lias-α besitzen im Bereich der verwitterungsresistenten Angulatensandsteine hohe Skelettanteile. In ebener Lage tritt trotzdem fast immer Staunässe auf; als Bodentypen sind Pseudogley-Parabraunerden verbreitet.

Der Bestandesaufbau ist ähnlich wie im Einzugsgebiet Lange Klinge. Auf Nadelwald entfallen 67%. Sandiger Deckschutt ist auf der km 4-Verebnung häufig mit Kiefer bestockt (Abb.3.10).

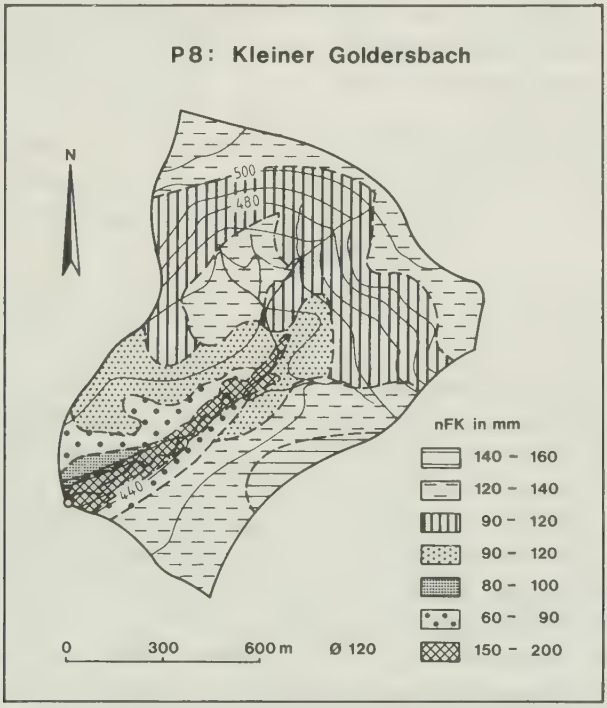


Abb.3.10: Verteilung der nFK im Einzugsgebiet Kleiner Goldersbach.

3.2.3.1 Fichten-Versuchsfläche Schlagbaumlinde (Nr.1)

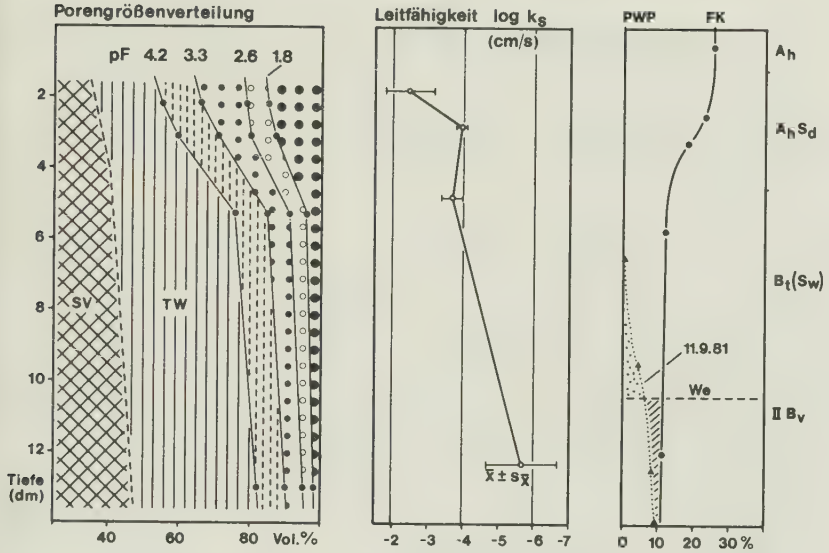
Die Versuchsfläche liegt auf der schwach geneigten Südseite der km 4-Verebnung, die von einem lehmig-schluffigen Deckschutt und einem tonigen Basisschutt mit hoher Entwicklungstiefe überdeckt ist. Wiederum kommt diese Zweigliederung in der Porengrößenverteilung und im Leitfähigkeitsprofil zum Ausdruck (Abb.3.11). Die Horizontierung der darauf entstandenen Pseudogley-Parabraunerde orientiert sich an den Deckschichtengrenzen. Die effektive Durchwurzelungstiefe reicht bis in 10-12 dm Bodentiefe. Jedoch zeigt sich im Unterschied zu Versuchsfläche 3 im Einzugsgebiet Lange Klinge, daß die Baumwurzeln in Trockenzeiten noch Wasser aus 15 dm Tiefe aus den unterlagernden Tonen erschließen können. Bei Versuchsfläche 3 wird eine solche Nachlieferung durch eine anstehende Sandsteinbank unterbunden.

In längeren Trockenzeiten steigt im 60-jährigen Fichtenbestand (1041 Stämme/ha; Grundfläche 60,4 m²/ha) das Bodenfeuchtedefizit gegenüber der Feldkapazität bis auf 140 mm an.

3.2.4 Einzugsgebiet Bärloch (P 6)

Mit seiner Lage am Rande des Liasplateaus wird das 0,38 km² große Einzugsgebiet von Schiefertonen, Kalk- und Kalksandsteinbänken aufgebaut. Entlang der Stufenkante kam auf dem tonarmen Verwitterungsschutt des Angulatensandsteins nur wenig Löß zur Ablagerung. Die Deckschichten sind geringmächtig und sehr steinreich. Wie in der nFK-Karte in Abb.3.12 zu sehen ist, belaufen sich die nFK lediglich auf 60-90 mm. In Richtung des flachen Einfallens der Schichten nach Osten sind auf dem anstehenden Angulatensandstein zunehmend Mergel und Tone erhalten geblieben. Dies ermöglichte die Ausbildung eines tonigen Basisschutts. Da der Angulatensandstein gegenüber der Verwitterung eine hohe Resistenz zeigt, sind auch in diesem Bereich kantige Sandsteinkomponenten bis zu Dezimetergröße stark angereichert. Die nutzbare Feldkapazität dieser relativ tiefgründigen Böden wird dadurch herabgesetzt und beträgt trotz effektiver Durchwurzelungstiefe von bis zu 10 dm nur 90-120 mm

Versuchsfläche 1: Schlagbaumlinde



Versuchsfläche 2: Bärloch

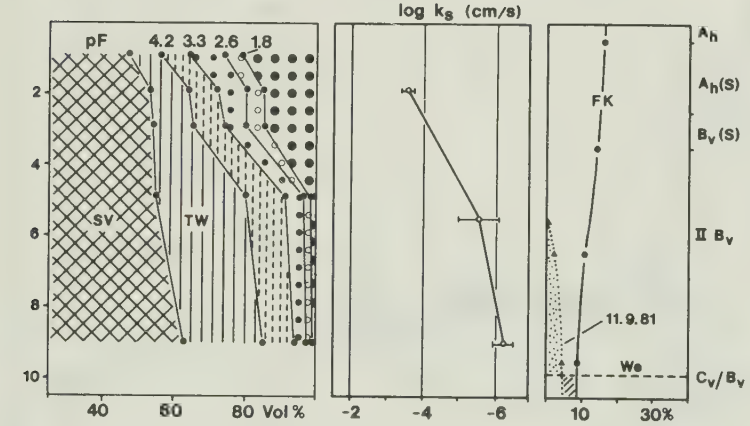


Abb.3.11: Bodenphysikalische Verhältnisse auf Fichten-Testfläche Schlagbaumlinde (Porengrößenverteilung, k_s, We).

Abb.3.13: Bodenphysikalische Verhältnisse auf Buchen-Testfläche Bärloch.

3.2.4.1 Buchen-Versuchsfläche Bärloch (Nr.2)

Der 80-jährige Buchenbestand der Versuchsfläche erstreckt sich über 89% des Einzugsgebietes. Die Bestandesdichte von 275 Stämmen/ha und die Grundfläche von 26,7 m²/ha variieren nur wenig. Auf die Darstellung der Bestandesverteilung wurde deshalb verzichtet.

Es entwickelte sich eine Pseudogley-Parabraunerde mit einer nFK von 110 mm. Wie bei Versuchsfläche 1 kann in Trockenzeiten Wasser aus dem tonigen Untergrund nachgeliefert werden. In einer Aufgrabung konnten entlang von Rissen tiefreichende Feinwurzeln im schwach verwitterten Mergelmaterial beobachtet werden. Die hydraulische Leitfähigkeit zeigt eine kontinuierliche Abnahme von oben nach unten (Abb.3.13).

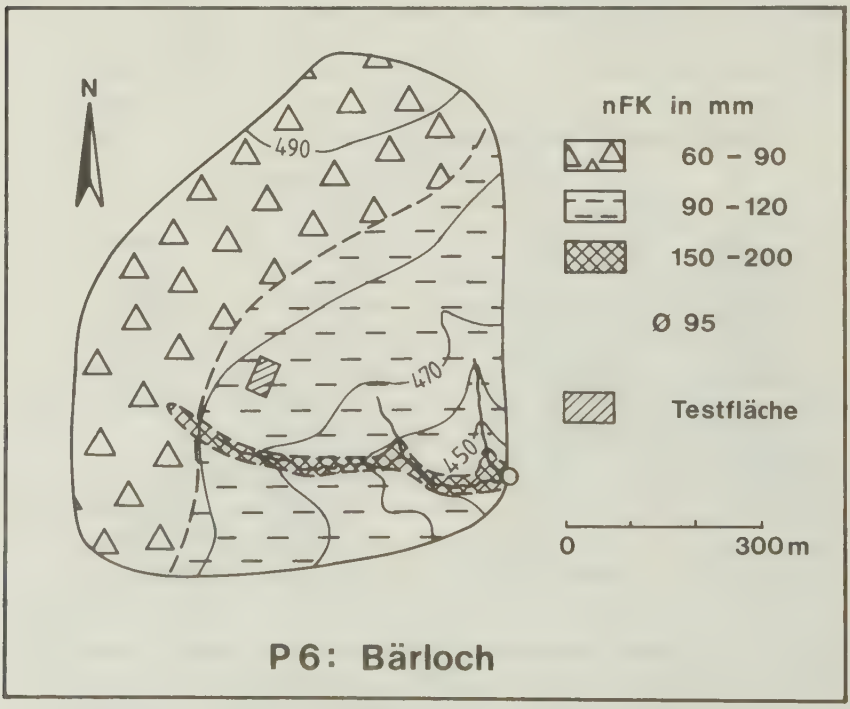


Abb.3.12: Nutzbare Feldkapazitäten im Einzugsgebiet Bärloch (P 6).

4 Meßmethoden

Die Messung der Verdunstungskomponenten J_K, J_S und T erfolgte in erster Linie auf den sechs Versuchsflächen. Bestandesniederschlag bzw. Kroneninterzeption wurden von der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg erfaßt. Die Standorte wurden so gewählt, daß sie in Bezug auf Bestand und Boden einen Großteil des Untersuchungsgebietes repräsentieren.

4.1 Messung der Kroneninterzeption

Die Kronentraufe wurde mit Niederschlagssammlern "Hann-Münden" der Fa. H.C.MÜLLER (Hannoversch-Münden) gemessen. Die Auffangfläche eines solchen Totalisators beträgt 110 cm². Der Stammabfluß wurde auf den Buchentestflächen am Stammfuß mit Kunststoffrinnen aufgefangen. Pro Testfläche wurden 8-12 Bäume ständig beprobt. Die Größe der sechs Testflächen schwankte zwischen 2500 und 5200 m². Je nach Größe wurden 9-16 Niederschlagssammler aufgebaut.

Eine Messung von Einzelniederschlägen konnte auf Grund des hohen Zeitaufwandes nicht durchgeführt werden. Die Testflächen wurden stets nahe einer größeren Freilandfläche installiert, sodaß parallel entsprechende Freilandniederschlagshöhen ermittelt werden konnten.

4.2 Messung der Streuinterzeption

Für die Messung der Streuinterzeption gibt es grundsätzlich zwei Möglichkeiten:

- Durch Einbau von Auffangbehältern (Kleinlysimeter) in den Boden kann die durch die Streu sickernde Nettoniederschlagshöhe gemessen werden. Die Interzeption durch die Streu entspricht der Differenz aus Bestandes- und Nettoniederschlag.

- Bei verschiedenen Befeuchtungs- bzw. Abtrocknungszuständen wird die Streu eingesammelt und ihr Wassergehalt durch Ofentrocknung bei 105°C bestimmt.

Bei kleinen Auffangbehältern, wie sie auch auf den Testflächen installiert waren, werden die Meßwerte durch hohe Randeffekte gestört. Die Testflächen waren mit je drei Kleinlysimetern "Isenburg" der Fa. MÜLLER mit einer Auffangfläche von 225 cm² bestückt. Durch die geringe Stückzahl pro Versuchsfläche überstiegen die gemessenen Nettoniederschläge teilweise die Höhe des Bestandesniederschlags. Zudem verfälschen die fehlende Durchwurzelung im Lysimeterkern und schwer abschätzbare Randeffekte den natürlichen Sickervorgang. Aufgrund dieser erheblichen Mängel wurde die Streuinterzeption im Sommer 1983 nach der zweiten Methode auf der Fichtentestfläche Schlagbaumlinde und der Buchenfläche Bärloch gemessen.

Diese von HELVEY (1964) beschriebene Methode besitzt den Vorteil, daß die natürliche Entwässerung der Streu nicht gestört wird. Im Vergleich zur erstgenannten ist diese Methode mit einem hohen Zeitaufwand verbunden, da die Streuproben nach einem Niederschlag mehrmals eingesammelt und mehrere Parallelproben genommen werden müssen.

HELVEY nahm die erste Probe einige Stunden nach dem Niederschlagsereignis, da erst dann der Abtropfvorgang in den Mineralboden beendet ist. Um eine Verdunstung von der Streu während diesem Zeitraum zu vermeiden, deckte er den Boden mit isolierender Aluminiumfolie ab.

Da die beiden Testflächen bei meinen eigenen Untersuchungen nach einem Niederschlag nicht schnell genug zu erreichen waren, konnte die Streu nicht rechtzeitig mit einer isolierenden Folie abgedeckt werden. Deshalb wurden nur Niederschläge beprobt, die während der Nacht niedergingen. Am darauffolgenden Morgen war damit zu rechnen, daß die Streu vollständig abgetropft war und bei den niederen nächtlichen Temperaturen bzw. hohen Luftfeuchtigkeiten erst wenig Wasser von der Streuoberfläche verdunstet war. Die ersten Proben wurden am frühen

Morgen genommen. Sie geben die Niederschlagsmenge an, die für die Benetzung der Streu verbraucht wurde. Mit weiteren Proben erhält man Aufschluß über Abtrocknungsgeschwindigkeit bzw. Verdunstung von der Streu.

4.3 Messung der Transpiration

Aus Bodenwassergehalt und einsickerndem Nettoniederschlag läßt sich die Transpiration berechnen. Der zeitlichen Auflösung sind durch die Abstände der Probenahme von Niederschlägen und Bodenmaterial zwangsläufig Grenzen gesetzt.

Über den gesamten Untersuchungszeitraum von Mai 1979 bis Oktober 1982 wurden auf den sechs Testflächen die Bodenwassergehalte im effektiven Wurzelraum auf gravimetrische Weise bestimmt. Solange die Feldkapazität unterschritten war, wurde in 2-3 wöchigem Abstand beprobt, bei Bodenwassergehalten über der FK nur noch etwa in 4-wöchigem Rhythmus. Die Beprobung erfolgte auf jeder Fläche an drei Bohrpunkten. Beprobt wurden stets die Bodentiefen 0-10 cm, 30-40 cm, 60-70 cm und je nach Bodengründigkeit auch 90-100 cm, 120-130 cm und 150-160 cm. Für die dazwischen liegenden Abschnitte wurden die Meßwerte unter Berücksichtigung des Bodenartenaufbaus und die Lagerungsdichte interpoliert. Die Interpolation konnte durch gelegentliche Probenahmen aus 20-30 cm, 50-60 cm, 80-90 cm, 100-110 cm sowie 160-170 cm Bodentiefe unterstützt werden.

In den sehr trockenen Sommermonaten Juli - September 1983 wurde die Beprobung auf den Testflächen Schlagbaumlinde und Bärloch in wöchentlichem Abstand fortgesetzt. Dabei konnte die gesamte Profiltiefe getrennt in sechs Tiefenstufen erfaßt werden.

5 Ergebnisse

5.1 Freilandniederschlag

Der Jahresdurchschnitt des Niederschlags im Untersuchungszeitraum von 1979-1982 stimmt genau mit dem langjährigen Mittel von 753 mm überein (AGSTER 1986). Die Sommerhalbjahre (Mai-Oktober) waren insgesamt etwas trockener, die Winter entsprechend feuchter als im langjährigen Mittel. Die erheblichen Abweichungen von Jahr zu Jahr bringt Tab.5.1 zum Ausdruck.

5.2 Bestandesniederschlag - Abhängigkeit von der Niederschlagsverteilung

Da für den prozentualen Anteil des Bestandesniederschlags am Freilandniederschlag die Höhe und Verteilung der Einzelniederschläge maßgebend sind, wurden die monatlichen Niederschlagshöhen der amtlichen Freilandmeßstation Bärloch auf der Basis von Einzelniederschlägen über den gesamten Untersuchungszeitraum hinweg analysiert. Die Wintermonate Dezember, Januar und Februar, in denen es verstärkt zu Schneefällen kommt, waren davon ausgenommen.

In Abb. 5.1 sind die Einzelniederschläge im Freiland Stufen verschiedener Niederschlagshöhen zugeordnet. Der Sommer 1979 zeichnet sich durch einen großen Anteil an Niederschlägen mit geringer Höhe aus, was zu vergleichsweise hohen Interzeptionsraten führt. Dagegen fielen im Sommer 1982 vorwiegend Niederschläge mit hohen Ergiebigkeiten. Die Interzeptionsraten sind deutlich geringer.

Außerdem sind die monatlichen Durchschnittsniederschlagshöhen im Freiland für die Sommerhalbjahre wiedergegeben. Deutlich zeigt sich der Zusammenhang zwischen Bestandesniederschlagshöhe, ausgedrückt in Prozent vom Freilandniederschlag, und der mittleren Einzelniederschlagshöhe. Mit steigender Einzelniederschlagshöhe nimmt die prozentuale Höhe des Bestandesniederschlags zu, die Interzeption folglich ab.

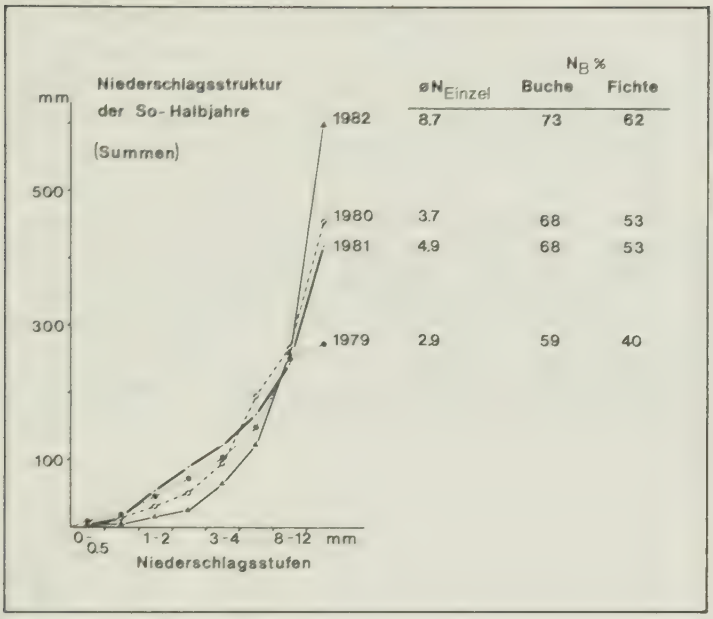


Abb.5.1: Einzelniederschlagshöhen im Freiland (Meßstation Bärloch) aufgeteilt in Niederschlagshöhenstufen. Dargestellt sind die Sommerhalbjahre 1979-1982. Die aufgeführten Daten zeigen den Zusammenhang zwischen Ergiebigkeit der Einzelniederschläge und Höhe des Bestandesniederschlags.

Allein die Niederschläge über 12 mm sind zu 57% am Gesamtniederschlag beteiligt. 1979 war dagegen nur ein einziger Niederschlag dieser Größenordnung mit 21 mm niedergegangen. Die Sommerhalbjahre 1980 und 1981 nehmen eine Zwischenstellung ein. Die Summenkurven zeigen, daß sich die unterschiedlichen Niederschlagshöhen vor allem aus der Häufigkeit der Starkniederschläge (>12 mm) ergibt. Bis zur Ergiebigkeit von 8-12 mm waren die Niederschlagssummen aller Sommerhalbjahre mit 240-260 mm fast gleich. Bei hohen Sommerniederschlägen ist also mit einem hohen Anteil von Starkniederschlägen und damit geringen Interzeptionsraten zu rechnen.

In Tab.5.1 sind nur die Versuchsflächen aufgeführt, für die eine Bodenwasserbilanzierung in Frage kam. Bei der fehlenden

Fichtenfläche lag das Gesamtmittel des Bestandesniederschlags aufgrund des lockeren Bestandes bei 66%, gegenüber 57 und 56% bei den Fichtentestflächen 1 und 3. Die Werte der beiden fehlenden Buchenflächen kamen mit 73% der aufgeführten Fläche 2 mit 70% Bestandesniederschlag sehr nahe.

Aufgrund der abnehmenden Einzelniederschlagshöhen sind die Interzeptionswerte in den Winterhalbjahren auf allen Versuchsflächen recht hoch. Sogar bei den winterkahlen Buchen beläuft sich der Bestandesniederschlag nur auf maximal 79% des Freilandniederschlags (Fläche 2). Bei den immergrünen Fichten waren die Interzeptionsraten ähnlich wie im Sommer oder lagen teilweise sogar höher.

V e r s u c h s f l ä c h e 1

	N_F	N_B	J_K	J_S	T	ETA	ETA in % von N_F
So 79	272	89	183	32	235	450	165
Wi 80	339	220	119	(24)	(50)	193	57
1979/80	611	309	302	56	285	643	105
So 80	448	238	210	44	259	513	115
Wi 81	252	114	138	(13)	(50)	201	80
1980/81	700	352	348	57	309	714	102
So 81	465	245	220	34	289	543	117
Wi 82	391	263	128	(10)	(50)	188	48
1981/82	856	508	348	44	339	731	85
So 82	612	382	230	46	371	647	106
Jahres-mittel	776	437	339	54	339	732	94
So	449	238	211	39	289	538	120
Wi	327	199	128	16	(50)	194	59

Tab.5.1a: Wasserhaushaltskomponenten auf Fichtenversuchsfläche "Schlagbaumlinde" im Untersuchungszeitraum.
(): Schätzwerte

V e r s u c h s f l ä c h e 2

	N_F	N_B	J_K	J_S	T	ETA	ETA in % von N_F
So 79	274	141	123	45	251	419	153
Wi 80	351	274	77	(27)	-	104	30
1979/80	625	415	200	72	251	523	84
So 80	460	292	168	59	225	452	98
Wi 81	221	166	55	(15)	-	70	32
1980/81	681	458	223	74	225	522	77
So 81	432	265	167	53	260	480	111
Wi 82	364	300	64	(12)	-	76	21
1981/82	796	565	231	65	260	556	70
So 82	600	403	197	59	321	577	96
Jahres-mittel	753	524	229	72	264	565	75
So	442	278	164	54	264	482	109
Wi	312	247	65	18	-	83	27

V e r s u c h s f l ä c h e 3

So 79	287	140	147	(32)	189	368	128
Wi 80	357	199	158	(24)	(40)	222	62
1979/80	644	339	305	(56)	229	590	92
So 80	444	243	201	(44)	217	462	104
Wi 81	208	102	106	(13)	(40)	159	76
1980/81	652	345	307	(57)	257	621	95
So 81	402	219	183	(34)	193	410	102
Wi 82	350	227	123	(10)	(40)	173	49
1981/82	752	446	306	(44)	233	583	78
So 82	509	305	204	(46)	251	501	98
Jahres-mittel	716	403	313	(54)	253	620	87
So	411	227	184	(39)	213	435	106
Wi	305	176	129	(16)	(40)	185	61

Tab.5.1b, c: Wasserhaushaltskomponenten auf Buchenversuchsfläche "Bärloch" und Fichtenversuchsfläche "Lange Klinge" im Untersuchungszeitraum.
(): Schätzwerte

5.3 Streuinterzeption

Die Streuinterzeption konnte im Sommer 1983 auf der Fichtenfläche Schlagbaumlinde und auf der Buchenfläche Bärloch bestimmt werden. Die Messung erfolgte nach dem Verfahren von HELVEY (1964). Den Feuchtezustand der Streu in den Monaten April, Juni und Juli 1983 zeigt Abb.5.2. Die Buchenstreu, die sich aus einem 2-3 cm mächtigen L-Horizont und einer schwach ausgebildeten Of-Lage aufbaut (F-Mull), trocknet deutlich schneller als der F-Mull der Fichtentestfläche ab. Einen Tag nach Niederschlagsende ist die Buchenstreu schon auf etwa die Hälfte ihrer Feldkapazität von 250% des Trockengewichts abgetrocknet. Bei einem mittleren Trockengewicht von 640 g/m² entspricht die Feldkapazität einem Wassergehalt von 1,6 mm (Abb.5.3).

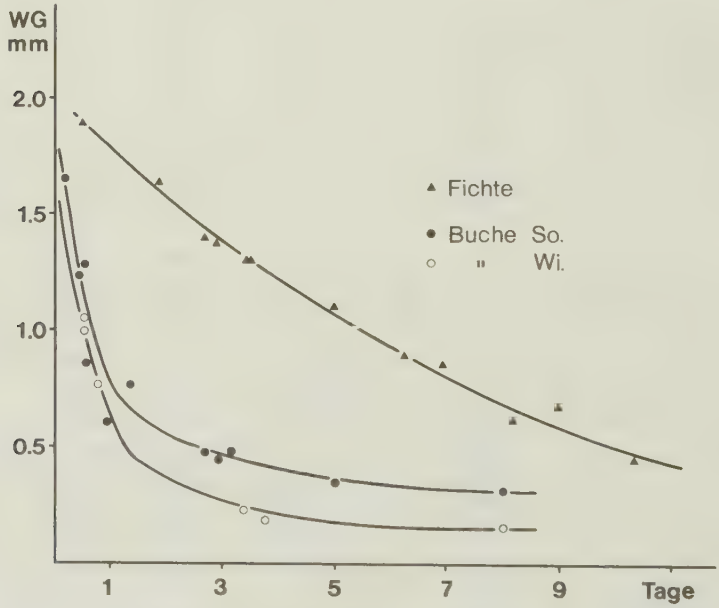


Abb.5.3: Abtrocknungsverhalten der Streu. Wassergehalt (WG) in Gew.% vom Trockengewicht am n-ten niederschlagsfreien Tag nach Sättigung.

Die Fichtenstreu trocknet anfangs lediglich mit einer Rate von ungefähr 0,2 mm/Tag ab. Diese Verdunstungsrate nimmt an den

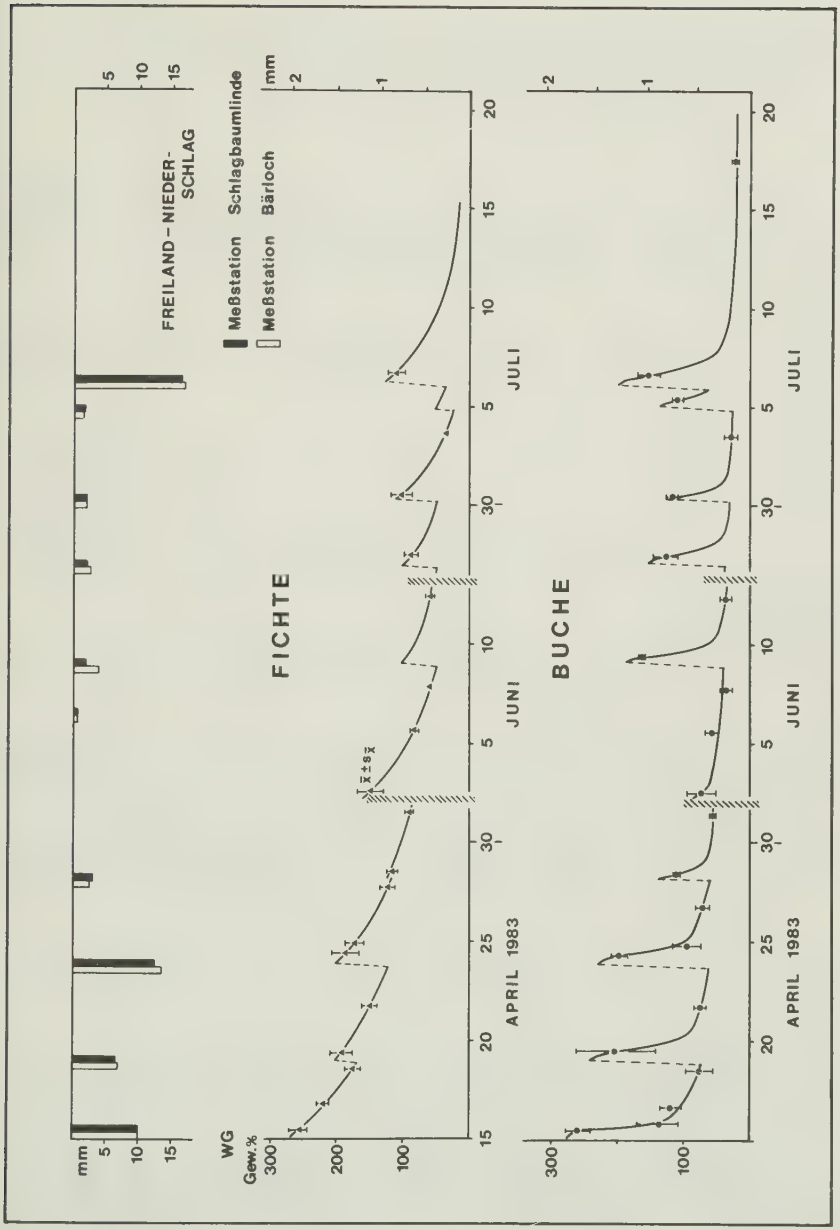


Abb.5.2: Streuinterzeption auf Versuchsfläche Schlagbaumlinde (Fichte) und Versuchsfläche Bärloch (Buche) im Sommer 1983. Wassergehalt (WG) in Gew.% vom Trockengewicht bzw. in mm Niederschlagshöhe.

darauffolgenden Tagen nur sehr langsam ab und beträgt nach einer Woche ohne weiteren Niederschlag noch 0,06 mm/Tag. Die Feldkapazität erreicht bei einem Trockengewicht von 740 g/m² ebenfalls 250% bzw. 1,9 mm.

Die Wasserverfügbarkeit ist bei der Buchenstreu schon nach einem Tag deutlich eingeschränkt, wodurch es zu einer verstärkten Erwärmung der Streu und der bodennahen Bestandesluft kommt. Unter Fichte setzt eine solche Limitierung des verfügbaren Wassers erst nach mehreren trockenen Tagen in abgeschwächter Form ein. Das Abtrocknungsverhalten zeigt annähernd linearen Verlauf.

Es wurden insgesamt 11 Schauer verschiedener Ergiebigkeit beprobt. Am Bärloch gingen insgesamt 49,6 mm und bei der Schlagbaumlinde 43,9 mm auf der Freifläche nieder. Mit einer Ausnahme (6.Juli) waren die niederschlagsfreien Zeiträume so groß, daß die Buchenstreu bis auf ein Minimum abtrocknen konnte. Diese Untergrenze liegt im Frühjahr bei ca. 75% des Trockengewichtes und nimmt im Laufe des Sommers kontinuierlich bis auf 25% ab. Wie aus Abb.5.2 hervorgeht, bleibt die Differenz zwischen Feldkapazität und diesem Minimum überraschenderweise mit einem Wert von 175% bzw. 1,12 mm konstant ("nutzbare Feldkapazität" der Streu). In trockenen Sommermonaten trocknet die Streu zwar bis auf 25% ab, jedoch kann bei einem ergiebigen Niederschlag durch einen erhöhten Benetzungswiderstand der Blätter auch nur weniger Wasser festgehalten werden.

Von den beprobten Niederschlägen verdunsteten von der Buchenstreu 8,6 mm (17,3% vom Freilandniederschlag) und 5,2 mm (11,8%) von der Fichtenstreu.

In niederschlagsreichen Zeiträumen entscheidet der Wassergehalt der Streu über die Wassermenge, die bei einem Niederschlag noch zusätzlich aufgenommen werden kann. So war der Wassergehalt der Fichtenstreu vor dem Niederschlag am 24.4.83 auf noch relativ hohem Niveau von 125%, weshalb bis zur Feldkapazität nur noch 75% oder 0,48 mm aufgenommen werden konnten. Abb.5.4 basiert daher nur auf Niederschlägen, bei denen

entweder die Feldkapazität der Streu nicht überschritten wird, oder die Streu bis auf das Minimum abgetrocknet war.

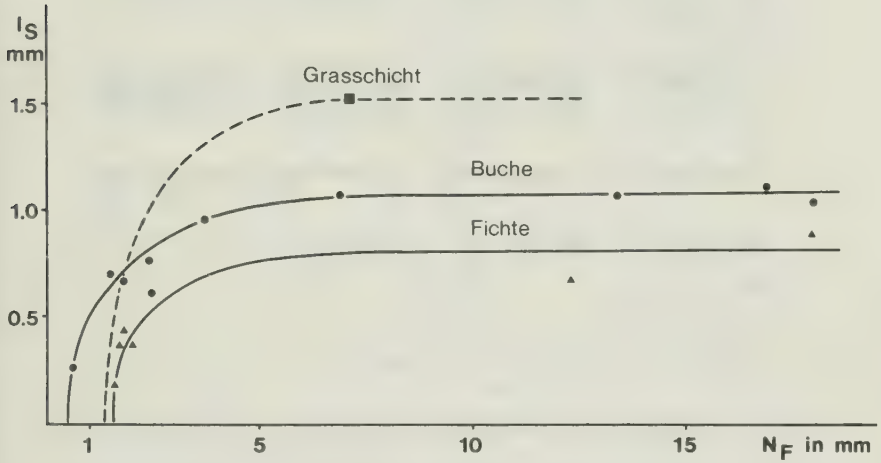


Abb.5.4: Streuinterzeption in Abhängigkeit von der Höhe des Einzelniederschlags im Freiland.

In Abb.5.6-5.8 sind die Streuinterzeptionsraten für die Sommerhalbjahre 1979-1982 in Dekadensummen aufgeführt, soweit sie sich nach der Beziehung in Abb.5.4 und dem Abtrocknungsverhalten (Abb.5.3) bestimmen lassen. Die Interzeptionswerte für die untersuchten Sommerhalbjahre sind in Tab.5.3 aufgelistet.

Sommer	1979	1980	1981	1982	Ø
Buche	45	59	53	59	54
Fichte	32	44	34	46	39

Tab.5.2: Höhe der Streuinterzeption unter Buche (Versuchsfläche Bärloch) und Fichte (Versuchsfläche Schlagbaumlinde) für die Sommerhalbjahre 1979-1982 in mm.

Für die kalten, schneereichen Wintermonate Dezember bis Februar wurde die Streuinterzeption auf 2 mm pro Monat abgeschätzt, da die Bestimmung nach dem oben genannten Verfahren bei Schnee nicht möglich ist. Für den Untersuchungszeitraum ergibt sich ein Jahresmittel von 72 mm für Buche und 54 mm für Fichte.

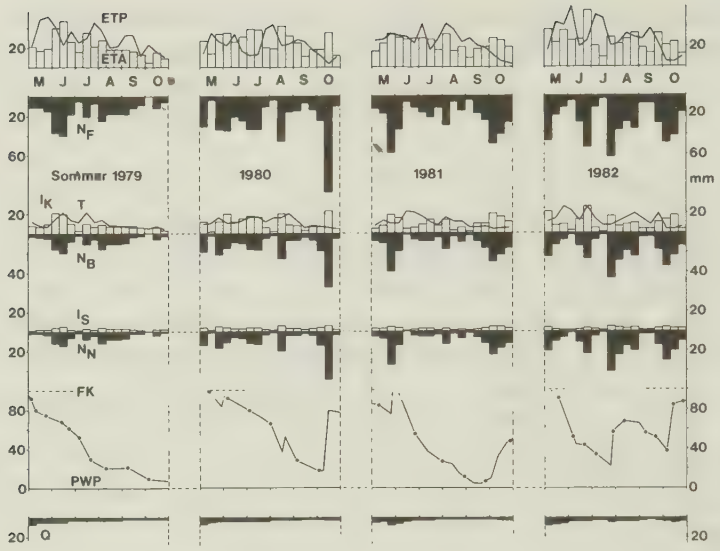


Abb.5.6: Komponenten des Wasserhaushalts auf Versuchsfläche Lange Klinge. Erklärung der Symbole siehe Abb.2.2.

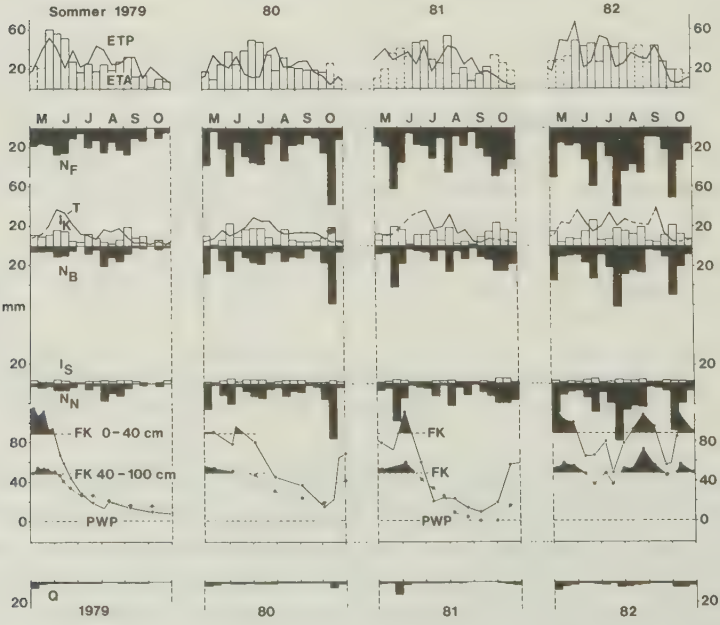


Abb.5.7: Komponenten des Wasserhaushalts auf Versuchsfläche Schlagbaumlinde.

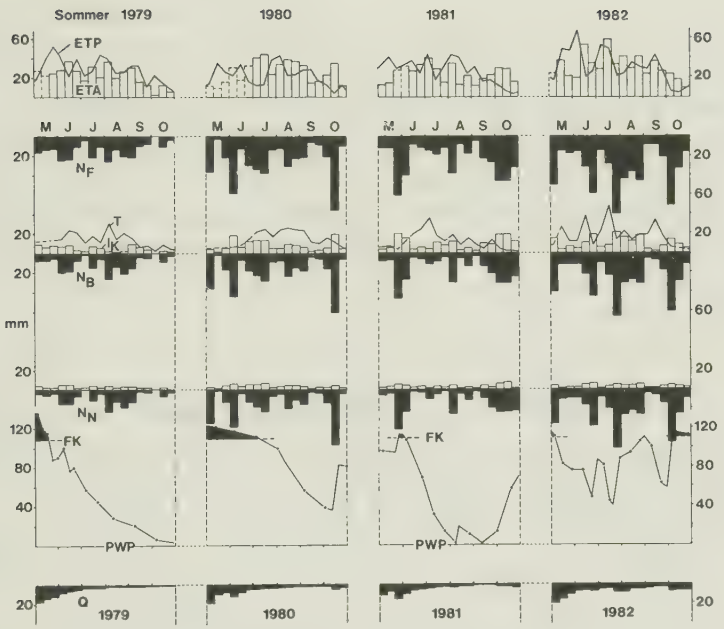


Abb.5.8: Komponenten des Wasserhaushalts auf Versuchsfläche Bärloch.

5.3.1 Bestandesklima mit Meßergebnissen für Fichte und Buche

Entsprechend dem langsameren Abtrocknen der Streu ist das Bestandesklima unter Fichte insgesamt kühler und feuchter. Abb.5.5 zeigt den mittleren Tagesverlauf von Temperatur und Luftfeuchtigkeit im Bestand und zum Vergleich auf der naheliegenden Freifläche für die Versuchsflächen Schlagbaumlinde und Bärloch[1)]. Die Werte bilden das Mittel aus dem Zeitraum Mitte April bis Juli 1983. Unter Buche und Fichte werden die Extremwerte des Freilandes abgeschwächt. Im Buchenbestand ist es im Tagesdurchschnitt um 1,1°C wärmer, jedoch etwas feuchter wie im Freiland (2% relativer Luftfeuchte). Bei Fichte sind es 3% höhere Luftfeuchtigkeit und eine um 0,6°C tiefere Durchschnittstemperatur.

---

1) Die Daten wurden mit Thermohygrographen der Firma LAMBRECHT (Göttingen) gewonnen, die jeweils in 2 m Höhe in einer Wetterhütte installiert waren. Bei den Freiland-Messungen betrug die kürzeste Entfernung zum Waldbestand ca. 50 m.

Neben dem Bestandesklima ist wahrscheinlich auch der strukturelle Aufbau der Streuschicht für das Abtrocknungsverhalten verantwortlich. Bei der Buchenstreu war häufig zu beobachten, daß die nach einem Trockentag vorhandene Wassermenge auf die Basis der Streuauflage konzentriert war. Gleichzeitig waren die darüberliegenden Blätter schon auf den minimalen Wassergehalt abgetrocknet. Der Aufbau der Streu aus großflächigen Blättern schränkt die Wassernachlieferung aus tieferen Bereichen ein. Bei den feinen Nadeln der Fichtenstreu war dies nicht zu beobachten.

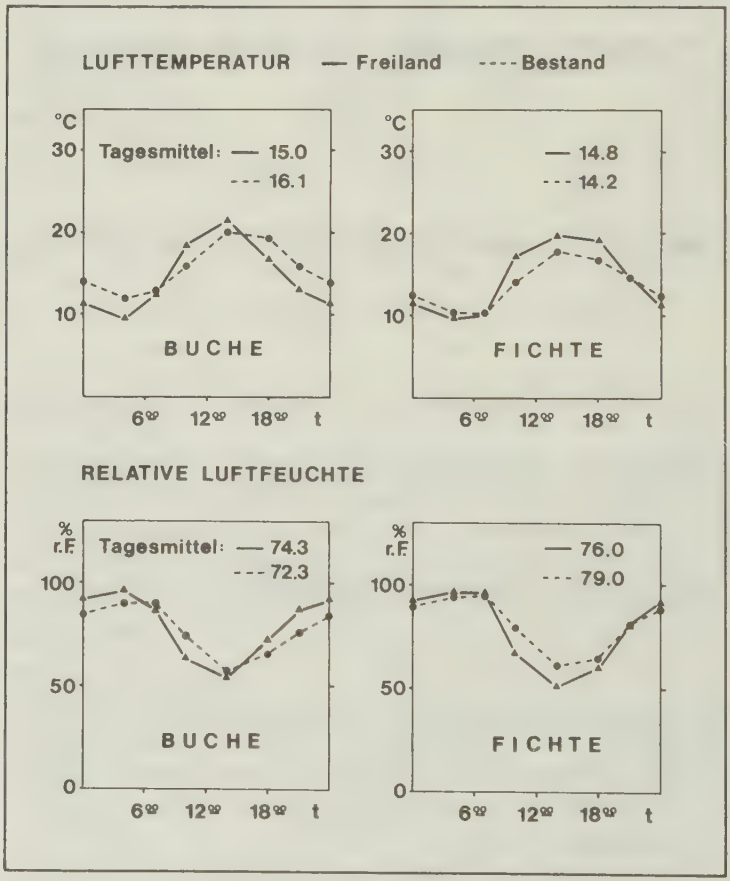


Abb.5.5: Mittlerer Tagesverlauf von Temperatur und relativer Luftfeuchte im Freiland und Bestand (April-Juli 1983).

5.4 Transpiration

Die Berechnung der Transpiration aus Bodenwassergehalt und infiltrierendem Nettoniederschlag setzt voraus, daß die direkte Verdunstung aus dem Mineralboden vernachlässigt werden kann. Durch Experimente im Labor und im Bestand wurde untersucht, ob dies auch für die Standortsverhältnisse im Schönbuch zutrifft.

5.4.1 Messung der direkten Verdunstung aus dem Mineralboden

Mit Hilfe von Stechzylindern mit einer Grundfläche von 78,5 cm^2 und 12,7 cm Höhe (1 Liter Rauminhalt) wurden auf den Versuchsflächen 1 und 2 ungestörte Oberbodenproben ausgestochen. Bei einer ersten Probenserie wurden drei Zylinder fast völlig in den Oberboden eingetrieben, sodaß die Streuauflage mit der Oberkante des Zylinders abschloß. Mit 3 weiteren Zylindern wurden Kerne mit halber Zylinderhöhe genommen. Ebenso bei einer letzten Gruppe, in der die Streu allerdings entfernt wurde und der Mineralboden freigelegt war. Den Verdunstungsverlauf bei den vollen Zylindern für Buche und Fichte zeigt Abb.5.9.

Die letzten nennenswerten Niederschläge lagen mindestens drei Tage zurück, sodaß der Ausgangswassergehalt der Proben der Feldkapazität des humosen Oberbodens nahe kommen mußte. Um sicher zu gehen, wurde das Abtropfen von Gravitationswasser aus den Zylindern durch Verschluß der Unterseite mit einer Plastikfolie verhindert.

Die Zylinder wurden im Bestand unter einem ca. 1 m hohen, nach allen Seiten offenen Plastikdach in eine kleine Grube gestellt. Die Zylinderoberkante lag somit auf der Höhe der Bodenoberfläche. Die Störung der Luftzirkulation wurde so möglichst gering gehalten. Die Zylinder konnten in Abständen von einigen Tagen im Labor gewogen und anschließend sofort wieder in die Bestände gebracht werden.

Wie zu erwarten, war die Verdunstung aus dem nackten Boden mit

3-4 mm in 15 Tagen am höchsten und etwa doppelt so hoch wie von den streubedeckten Proben. Bei den streubedeckten Proben zeigt die höhere Verdunstung aus den vollen Zylindern eine Wasserbewegung aus größerer Tiefe wie 6 cm an. Dies traf für die Proben aus Buchen- und Fichtenbestand in gleichem Maße zu. Zu klären war, ob die Wasserabgabe aus dem tieferen Bereich des Mineralbodens über die Bodenoberfläche oder über Schrumpfrisse erfolgte, die sich während des Versuchs zwischen Probe und Zylinderwand öffneten.

Den Einfluß dieser Schrumpfrisse verdeutlicht die vergleichende Untersuchung mit größeren Stechzylindern (Grundfläche 460 cm²). Im Anschluß an obigen Versuch wurde parallel die Verdunstung von großen und kleinen Zylindern unter Laborbedingungen gemessen. Bei Ausgangswassergehalten von 35 Vol.% waren nach 8 Tagen von den kleinen Zylindern 1,5 mm mehr Wasser verdunstet. Dieser Unterschied kann nur durch den höheren Randeffekt bei den kleinen Zylindern zustande gekommen sein. Bei größeren Zylindern nimmt der Umfang relativ zur Grundfläche und damit der Randeffekt ab.

Die Höhe des Wasserverlusts durch die Schrumpfrisse entlang den Zylinderwandungen kann berechnet werden. Die Gesamtverdunstung aus den Zylindern setzt sich aus der Verdunstung von der Bodenoberfläche und aus dem Wasserverlust durch die Schrumpfrisse zusammen. Die Anteile dieser beiden Unbekannten können mit Hilfe des gemessenen Wasserverlustes über zwei Gleichungen berechnet werden.

Es gilt:

$ABq = Aq_1 + Bq_2$ mit $AB = A + B \approx A$ und q: Fluß pro Flächeneinheit in mm

$q \approx q_1 + \frac{B}{A} q_2$ A: Bodenoberfläche
B: Spaltoberfläche

q_1: Fluß aus Bodenoberfläche

$\frac{B}{A} = \frac{2 \quad r \quad d}{r^2} = \frac{2d}{r} = \frac{1}{5r}$ mit d = 0,1 cm (Spaltdurchmesser)

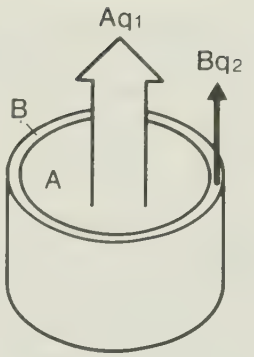
q_2: Fluß aus Spalt

für kleine Zylinder (r = 5 cm) und einer Verdunstung von 7,3 mm in 8 Tagen:

$$7{,}3 = q_1 + \frac{1}{25}\, q_2 \qquad (1)$$

für große Zylinder (r = 12 cm) und einer Verdunstung von 5,8 mm in 8 Tagen:

$$5{,}8 = q_1 + \frac{1}{60}\, q_2 \qquad (2)$$



Aus (1) und (2) errechnet sich q_1 = 4,73 mm. Bei den großen Zylindern sind also 18% der Verdunstungsrate auf die Schrumpfrisse zurückzuführen, bei den kleinen Zylindern 35%, wenn der beobachtete Schrumpfrißdurchmesser d = 1 mm zugrunde gelegt wird. Überträgt man diese Werte auf die Freilandversuche, so ergeben sich für die vollen Zylinder nach Abtrocknung der Streu innerhalb der ersten 3 Tage maximale Verdunstungsraten von nur 0,52 mm in 11 Tagen für die Proben vom Buchenbestand und 0,72 mm für diejenigen vom Fichtenbestand (Abb.5.9).

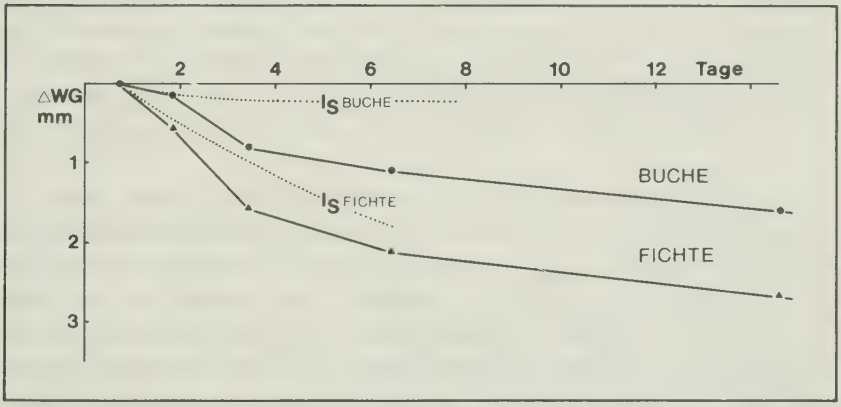


Abb.5.9: Direkte Verdunstung aus dem Mineralboden für den Fichtenstandort Schlagbaumlinde und Buchenstandort Bärloch.
..... Abtrocknungsverhalten der Streuauflage
——— Gesamtverdunstung aus den Bodenzylindern

An der anfänglich hohen Verdunstungsrate ist eine Streuverdunstung von 0,2-0,3 mm bei Buche und bis zu 1,2 mm bei Fichte beteiligt. Diese Werte erhält man aus dem Abtrocknungsverhalten der Streu (Abb.5.3) für einen drei Tage zurückliegenden, stärkeren Niederschlag.

Übereinstimmend mit den Ergebnissen von HÄDRICH et al.(1978) und HÖLZER (1982) bildet die Streudecke einen sehr wirksamen Verdunstungsschutz. Tritt geringfügig direkte Verdunstung aus dem Mineralboden auf, so wird diese bei der Verdunstungsberechnung über die Bodenwasserbilanz der Transpiration zugerechnet.

5.4.2 Auflösung des gemessenen Bestandesniederschlags in Tagesniederschläge

Um die Transpiration für kleine Zeiträume, wie z.B. Dekaden in Abb.5.6-5.8 berechnen zu können, genügt die durch die Probenahme vorgegebene Auflösung des Bestandesniederschlags von mehreren Wochen nicht. Da an Niederschlagstagen im Sommerhalbjahr die Kronen meist nur einmal am Tag abtrocknen, wurden die Kroneninterzeptionsraten bzw. Bestandesniederschlagshöhen auf der Grundlage der Tagesniederschläge im Freiland errechnet. Die Berechnung erfolgte nach der Beziehung zwischen Bestandes- und Freilandniederschlag, die BENECKE (1978) für einen ähnlichen Fichten- bzw. Buchenbestand aufstellte (Abb.2.3).

Für den Untersuchungszeitraum von Mai 1979 bis Oktober 1982 wich die Gesamtsumme der gemessenen Bestandesniederschläge auf den Buchenflächen und der Fichtenfläche Schlagbaumlinde nur um 0,5-1,7% von den theoretischen Werten nach BENECKE ab. Für die Fichtenfläche 3, die eine Abweichung von 8,4% zeigt, wurden die Meßwerte entsprechend angeglichen. Bei den Versuchsflächen ohne Niederschlagsschreiber auf der benachbarten Freifläche wurden die Tagesniederschläge von AGSTER (1983) aus umliegenden Niederschlagsmeßstationen nach dem Mittelsenkrechtenverfahren mit Hilfe der THIESSEN-Polygone errechnet.

Die Wasserbilanzgrößen für Testflächen 1-3 sind in den

Abb.5.6-5.8 aufgezeichnet. Zur Veranschaulichung wurden alle Komponenten im selben Maßstab dargestellt.

5.4.3 Transpiration der Fichte

Eine vollständige Bilanzierung konnte nur für zwei der drei Fichtentestflächen durchgeführt werden, da auf der dritten durch stark wechselnde Ausbildung der Deckschichten keine genaue Bodenwasserganglinie vorlag. Entsprechendes gilt für die Buchentestflächen 4 und 6. Nur auf der Buchentestfläche Bärloch konnten ausreichend genaue Bodenfeuchtewerte erhalten werden.

5.4.3.1 Transpiration der Fichte auf den Versuchsflächen Schlagbaumlinde und Lange Klinge im Sommerhalbjahr

Die Pseudogley-Parabraunerde auf Versuchsfläche 1 stellt bei aufgefüllter FK dem Bestand 140 mm pflanzenverfügbares Wasser zur Verfügung. In Abb.5.7 ist der Bodenfeuchtegang der Sommerhalbjahre für den lößreichen Deckschutt und den tonigen Basisschutt getrennt dargestellt. Die Bedeutung des Deckschutts für das Wasserangebot wird deutlich. Bei einer effektiven Durchwurzelungstiefe von 10 dm werden allein in den obersten 4 dm (Deckschutt) mit 90 mm etwa 2/3 des pflanzenverfügbaren Wassers gespeichert.

Die Transpiration setzt sich aus der Bodenfeuchteabnahme und dem Nettoniederschlag zusammen. In Normaljahren besitzt die Transpiration des Fichtenbestandes ihr Maximum im Juni zum Zeitpunkt des stärksten Sproßwachstums. Das Angebot an Strahlungsenergie sowie an pflanzenverfügbarem Wasser in der Wurzelzone ist optimal und in sehr trockenen Sommern ist selbst im Juni noch eine Bodenwasserreserve aus dem Winterhalbjahr vorhanden. Maximal werden dem Boden im Juni 1979 und 1982 35-40 mm Wasser in 10 Tagen durch Transpiration entzogen.

Beim Ausbleiben von ausreichenden Niederschlägen kommt es in den darauffolgenden Sommermonaten durch schwindende Bodenwas-

serreserven zu einer Reduzierung der Transpiration. Am deutlichsten ist dies im Transpirationsverlauf des Sommers 1979 zu erkennen, als die Transpiration schon im Juli auf Dekadensummen von 7-13 mm abnahm. Der Wassergehalt sank unter 30% der nutzbaren Feldkapazität. Bei diesem Niveau des Bodenwassergehaltes können Bäume die Transpiration nur durch einsetzende Niederschläge wieder erhöhen. Treffen diese auf einen trockenen Boden wie z.B. im August 1979, so wird das infiltrierte Wasser sehr rasch von den Wurzeln aufgenommen und transpiriert. Die Transpiration verläuft daher weitgehend parallel zum Nettoniederschlag. Der Verdunstungsanspruch der Umgebungsluft, ausgedrückt mit der potentiellen Evapotranspiration (ETP) nach HAUDE (1954), hat nur noch wenig Einfluß auf die Transpiration. Ein anderes Bild zeigt sich im nassen Sommerhalbjahr 1982, in dem die Bodenfeuchte nie unter 40% der nFK absinkt. Bei stets ausreichendem Wasserangebot ist die Transpiration vorwiegend von den Witterungsverhältnissen abhängig. Das typische Junimaximum kommt nicht zur Ausbildung und hohe Transpirationsraten werden bis September aufrechterhalten. Erst im Oktober sinkt die Transpiration mit deutlich abnehmender Strahlungsbilanz.

Auf der Versuchsfläche Schlagbaumlinde transpirierte der Fichtenbestand im Sommer 1982 371 mm gegenüber 235 mm im Sommer 1979. Die Sommerhalbjahre 1980 und 1981 ähneln sich in ihrem Transpirationsverlauf mit Maxima im Juni oder Juli und besitzen Transpirationshöhen von 259 bzw. 289 mm (Tab.5.1a).

Die schwach pseudovergleyte Braunerde-Parabraunerde der Fichtenversuchsfläche Lange Klinge besitzt eine nFK von 100 mm. Auf Grund dieser kleineren nFK und geringerer Freilandniederschläge (Mittel aus den Sommerhalbjahren 411 mm) sind die Transpirationsraten niedriger. Das schlechtere Speichervermögen geht auf die geringere Mächtigkeit des Deckschutts, seinen hohen Sandgehalt und auf das Fehlen eines tiefreichenden tonigen Basisschutts zurück.

Durch die verminderten Niederschlagshöhen im westlichen Schönbuch wird die Feldkapazität nur kurzzeitig zu Beginn der Som-

merhalbjahre 1980 und 1981 überschritten. Der niedrigere Freilandniederschlag auf Testfläche 3 wirkt sich besonders im Sommer 1982 aus, als nur 259 mm Niederschlagswasser gegenüber 336 mm auf Testfläche 1 in den Boden infiltrierten. Auf Testfläche 3 wird daher nur eine Transpiration von 251 mm gegenüber 371 mm auf Testfläche 1 erreicht.

Die mittleren Freiland-Niederschlagshöhen der Sommerhalbjahre 1979-1982 sind auf Versuchsfläche 1 um 38 mm höher. Durch die um 40 mm größere nFK erhöht sich dieses Plus an verfügbarem Wasser auf 78 mm, wenn man von einer weitgehenden Ausschöpfung der nFK ausgeht. Die Differenz der durchschnittlichen Transpirationshöhen von 76 mm kommt diesem Wert sehr nahe.

Wie die Abflußwerte Q des Sommers 1982 zeigen, ist auch bei Bodenwassergehalten über der Feldkapazität die Transpiration am Aufbrauch des Bodenwassers wesentlich beteiligt (Versuchsfläche 1). Durch die geringe Geländeneigung und den dichten Basisschutt kann sich ein Stauwasserkörper wie im August 1982 über mehrere Wochen halten (Abb.5.6). Bei geringer Transpiration müßten hohe Abflußraten aus dem Boden einsetzen und sich stärker auf den Abfluß Q aus dem Einzugsgebiet auswirken.

5.4.3.2 Transpiration der Fichte im Winterhalbjahr

Die immergrünen Fichtenbestände transpirieren auch im Winterhalbjahr und die Transpirationsraten sind besonders im April mit beginnendem Wurzelwachstum schon hoch. So konnten im April 1981 aus der Bodenwasserbilanz auf Versuchsfläche Schlagbaumlinde 31 mm und auf Versuchsfläche Lange Klinge 19 mm Transpiration errechnet werden. Eine Bilanzierung war möglich, da zu diesem Zeitpunkt die Bodenfeuchte schon unter der Feldkapazität lag. Für die verbleibenden Wintermonate mußte die Transpiration mittels Ergebnissen von Autoren abgeschätzt werden, die sich anderer Meßmethoden bedienten.

LADEFOGED (1963) konnte die Transpirationshöhe über die Steiggeschwindigkeit des Transpirationsstromes unter verschiedenen Witterungsbedingungen bestimmen. Für April fand er bei 33-

jährigen Fichten in Arhus (Dänemark) Transpirationshöhen von 20-30 mm und 5-10 mm für November. PISEK und TRANQUILLINI (1951) geben für Februar und März Werte von 0-5 mm bzw. 15-20 mm an. In den Winterhalbjahren transpirieren die Fichtenbestände also schätzungsweise 40-65 mm, wenn man die Transpiration in den kalten Wintermonaten Dezember und Januar vernachlässigt.

Die Transpirationsbedingungen sind auf Versuchsfläche 1 durch ein hohes Wasserangebot am günstigsten. Dies zeigen auch die berechneten Aprilwerte. Auf Grund dieser Aprilwerte und der Ergebnisse der zitierten Autoren wurde die Transpiration im gesamten Winterhalbjahr von Versuchsfläche 1 auf 50 mm und von Versuchsfläche 3 auf 40 mm geschätzt. Dies entspricht 15 bzw. 19% der mittleren Jahrestranspiration. BENECKE (1978) fand im Hochsolling übereinstimmend einen Anteil von 19%.

5.4.4 Transpirationsverhalten der Buche auf Versuchsfläche Bärloch

Der Bodenfeuchtegang (Abb.5.8) ist dem der beiden Fichtenflächen sehr ähnlich. Das Transpirationsmaximum wird bei der Buche jedoch nicht im Juni wie bei der Fichte erreicht, sondern erst im Juli mit einem Mittelwert von 64 mm. In den folgenden Monaten August und September übersteigen die Transpirationsraten der Buche die der Fichtenfläche 1, obwohl die nFK am Bärloch nur 110 mm beträgt. Verantwortlich ist das größere Wasserangebot durch die Nettoniederschläge. BENECKE (1978) führt den Unterschied zusätzlich auf ein tieferes Wurzelsystem und eine geringere Empfindlichkeit der Buche gegenüber sommerlichen Bodenwasserdefiziten zurück.

Andererseits kommt die Fichte mit dem hohen Wassergehalt bzw. Sauerstoffmangel im Frühjahr besser zurecht als die Buche. Im Mai und Juni bleibt die Transpiration der Buche deutlich hinter derjenigen der Fichte zurück. Zudem kann die Buche erst nach vollständigem Blattaustrieb maximale Transpirationsraten erzielen.

Durch das Fehlen des transpirierenden Laubwerks ist die Transpiration der Buche im Winterhalbjahr zu vernachlässigen. Der 90-jährige Buchenbestand der Testfläche Bärloch verbrauchte im Mittel der Untersuchungsjahre 264 mm mit Extremwerten von 225 und 321 mm in den Jahren 1981 und 1982 (Tab.5.1b).

5.5 Evapotranspiration (ETA)

Die Gesamtverdunstung aus Evaporation und Transpiration der Bestände, für die eine Bodenwasserbilanz erstellt werden konnte, ist ebenfalls Tab.5.1 zu entnehmen. Dabei reichte das Bilanzjahr nicht wie das Hydrologische Jahr von 1.11.-31.10., sondern vom 1.5.-30.4. Beim späteren Vergleich mit der Gebietswasserbilanz in Kap.7 bleibt das Bodenwasserspeicherglied R_b somit ziemlich gering.

Der untersuchte Buchenbestand im Einzugsgebiet Bärloch verbraucht bei einem um 37 mm höheren Niederschlag im Jahresdurchschnitt 55 mm weniger als der Fichtenbestand der Testfläche Lange Klinge. Bei ähnlichen nFK von 110 bzw. 100 mm können diese beiden Bestände für einen direkten Baumartenvergleich herangezogen werden. Aus dem vorhergehenden errechnet sich ein Mehrverbrauch von 90-110 mm/a für Fichte.

5.6. Abfluß

Der höhere Nettoniederschlag unter Buche kommt dem Gebietsabfluß (Q) zugute, wenn die Feldkapazität im Laufe des Winterhalbjahres wieder erreicht wird. Mit dem verzögerten Transpirationsbeginn im Frühjahr wird die FK meist erst im Mai oder Juni unterschritten, sodaß es unter Buche auch im Sommerhalbjahr noch zu beträchtlichen Abflußmengen aus der Bodenzone kommt. So wurden z.B. im Mai und Juni 1980 im Einzugsgebiet Bärloch noch 28 mm allein an das Grundwasser abgegeben (ermittelt nach Abflußganglinie aus AGSTER, 1983).

6 Diskussion der Ergebnisse

6.1 Kroneninterzeption

Beim Vergleich der Interzeptionsraten im Solling (BENECKE, 1978) mit den Ergebnissen aus dem Schönbuch wird ersichtlich, daß für die Kroneninterzeption die Niederschlagsstruktur der entscheidende Faktor ist. Der Einfluß der Bestände läßt sich durch die Benetzungskapazität beschreiben, die von der gesamten Blattoberfläche abhängig ist. Dabei muß zwischen Bestandesalter und Blattmasse keine enge Beziehung bestehen, da die Blattmasse bei gleichaltrigen Beständen je nach Standortseigenschaften stark variieren kann. In verschiedenen Klimagebieten oder auf unterschiedlichen Standorten werden daher oftmals abweichende Interzeptionsraten festgestellt (z.B. EIDMANN, 1959).

BENECKE kam in Buchen- und Fichtenaltbeständen unter den Verhältnissen im Solling auf Bestandesniederschläge von 82,4% bzw. 71,2% vom Freilandniederschlag. Mit der selben Beziehung zwischen Freiland- und Bestandesniederschlag (Abb.2.3) ergeben sich bei der Niederschlagsstruktur im Schönbuch Bestandesniederschläge von 76-77% unter Buche und 58-61% unter Fichte. Wie aus Tab. 5.1 hervorgeht, stimmen diese theoretischen Werte mit den ermittelten Meßwerten überein. Die auf den Testflächen untersuchten Bestände müssen daher sehr ähnliche Benetzungskapazitäten wie die Bestände im Solling aufweisen (Fichte 4,7 mm und Buche 2,6 mm). Die unterschiedliche Bestandesniederschlagshöhe entsteht durch die höhere Häufigkeit und Ergiebigkeit der Niederschläge im Solling. Im Durchschnitt der 7-jährigen Meßreihe gingen 222 Einzelniederschläge pro Jahr mit einer mittleren Einzelniederschlagshöhe von 4,8 mm nieder. Zum Vergleich waren es im Schönbuch 175 Einzelniederschläge mit einer mittleren Ergiebigkeit von 4,4 mm.

6.2 Streuinterzeption

In den Untersuchungsjahren entfiel bei 175 Einzelniederschlägen pro Jahr im Durchschnitt auf jeden zweiten Tag ein Niederschlag. Aus dem Abtrocknungsverhalten der Fichten- und Buchenstreu in Abb.5.3 wird deutlich, daß bei dieser Häufigkeit unter Buche höhere Streuinterzeptionswerte erwartet werden müssen. Dem deutlich höheren Bestandesniederschlag unter Buche wirkt also die höhere Streuinterzeption entgegen. Von der untersuchten Buchenstreu werden jedoch im Jahresmittel nur 18 mm mehr Bestandesniederschlag wie von der Fichtenstreu für die Verdunstung zurückgehalten (Tab.5.1), eine im Vergleich zum unterschiedlichen Bestandesniederschlag geringe Menge.

Je langsamer die Streu abtrocknet, um so geringer wird der Einfluß der Niederschlagsstruktur auf die Höhe der Streuinterzeption. Eine vollständige Abtrocknung dauert länger und findet daher seltener statt. Bestandesniederschläge treffen häufiger auf eine teilgesättigte Streu.

6.3 Gesamtinterzeption von lichten und vergrasten Beständen

Bei lichten Beständen entwickelt sich an der Bodenoberfläche meist eine mehr oder weniger geschlossene Kraut- bzw. Grasschicht, die zusätzlich Wasser durch Interzeption verbraucht. So konnte im Einzugsgebiet Kleiner Goldersbach durch sorgfältiges Entfernen und Trocknen einer gesättigten Grasschicht unter einem Fichtenaltholzbestand ein Haftwasserbetrag von 1,53 mm festgestellt werden. Für den in Abb.5.3 untersuchten Zeitraum kann bei dieser Benetzungskapazität von einer Verdunstung von 11 mm ausgegangen werden (25% von N_F). Zum Vergleich waren es bei der Fichtenstreu nur 5,2 mm (12% von N_F). Dabei wurde vorausgesetzt, daß die Gräser auf Grund ihrer größeren Oberfläche und dem höheren Energieangebot ähnlich rasch wie die Buchenstreu abtrocknen. Die Berechnung der Interzeptionsbeträge pro Einzelniederschlag beruht auf der für die Grasschicht vermuteten Beziehung in Abb. 5.4 (gestrichelte Linie).

Von diesem vergrasten Fichtenaltholz liegen keine Bestandesniederschlagsmessungen vor, die Aufschluß über die Gesamtinterzeption im Vergleich zu den geschlossenen Fichtenbeständen zugelassen hätten. Bestandesniederschlagsmessungen unter durchforsteten Fichtenbeständen führte LANG (1970) durch. Der undurchforstete 56-jährige Fichtenbestand war mit einer Grundfläche von 69 m²/ha dem Fichtenbestand der Versuchsfläche 1 ähnlich und die Lage auf der Ostabdachung des Schwarzwaldes in 800 m Meereshöhe läßt eine vergleichbare Niederschlagsstruktur erwarten. Mit einer Reduzierung der Grundfläche auf 54 m²/ha verringerte sich die Interzeption nur von 40% auf 35% des Freilandniederschlages. Bei einer weiteren Absenkung der Grundfläche auf 40 m²/ha ging die Interzeption nochmals nur um 5% auf 30% zurück.

In der Forstwirtschaft werden diese letztgenannten Durchforstungsstärken in der Regel nicht angewandt. Zudem schließen sich die entstandenen Lücken im Kronendach wieder innerhalb weniger Jahre. Der durch die Durchforstung schwach erhöhte Bestandesniederschlag hält also nicht an.

Anhand dieser Ergebnisse aus Durchforstungsversuchen kann man annehmen, daß auch unter lichten Beständen die Bestandesniederschläge nicht wesentlich erhöht sind. Eine Zunahme der Niederschlagshöhe im Bestand ist nach der Beziehung in Abb.5.4 bei Niederschlägen unterhalb der Sättigungsgrenze der Streu von ungefähr 8 mm Freilandniederschlag mit einer Erhöhung der Streuinterzeption verbunden. Die Interzeption erhöht sich zusätzlich durch Vergrasung der Bodenoberfläche. Die Gesamtinterzeption variiert daher innerhalb einer Baumart nur sehr wenig. Zu diesem Ergebnis kam auch HOFFMANN (1982) bei einem Fichtendurchforstungsversuch im westlichen Hunsrück. Erst bei sehr starker Durchforstung (Reduzierung der Grundfläche auf 33% des Ausgangswertes), die waldbaulich kaum tragbar ist, war eine deutliche Verringerung der Gesaminterzeption festzustellen.

Auf Fichten-Testfläche 5 wurde ein Bestandesniederschlag von 66% vom Freilandniederschlag gemessen. Diese hohen Werte gehen

auf die ungünstigen Standortverhältnisse zurück. Auf dem nährstoffarmen Sandboden besitzt der 90-jährige Fichtenbestand nur einen geringen Gesamtzuwachs (BÜCKING u. KREBS, 1986) und eine Grundfläche von nur 48,8 m²/ha. Dem höheren Bestandesniederschlag wirkt jedoch eine Rohhumusauflage entgegen, für die mit höheren Interzeptionswerten wie beim F-Mull der Fichtenfläche 1 gerechnet werden muß. HOFFMANN (1982) bestimmte den Interzeptionsverlust einer solchen Fichten-Rohhumusauflage mit Hilfe von Sickerwassermessungen an einem Lysimeter. 6 Untersuchungsjahre ergaben eine mittlere Streuinterzeption pro Einzelniederschlag von 2,1 mm. In Bezug auf die Gesamtinterzeption wird auf Versuchsfläche 5 der Unterschied zu den beiden anderen Fichtenflächen durch diese höhere Streuinterzeption abgeschwächt bzw. ausgeglichen.

Entsprechendes gilt für die Gesamtinterzeption der Buchenbestände, wobei die alters- und standortsbedingten Unterschiede beim Bestandesniederschlag nicht so groß wie bei der Fichte sind.

6.4 Transpiration

In Bezug auf die nutzbare Feldkapazität ist die Transpiration der Buche im Sommerhalbjahr höher als bei Fichte. Die nFK auf Testfläche Bärloch kommt dem Gebietsmittel sehr nahe. Das Jahresmittel der Transpiration von 264 mm dürfte deshalb für die Buchenbestände repräsentativen Charakter haben.

6.4.1 Vergleich mit anderen Autoren

In einer Literaturstudie, in der 15 Arbeiten untersucht wurden, kamen BRECHTEL und LEHNARDT (1982) auf eine durchschnittliche Transpiration der Buche von 313 mm und 286 mm für Fichte (24 Arbeiten ausgewertet). Auch Eiche und Kiefer liegen mit Mittelwerten von 310 und 281 mm in diesem Bereich, sodaß sich diese vier wichtigsten Wirtschaftsbaumarten in der mittleren jährlichen Transpirationshöhe nur unwesentlich unterscheiden.

Übereinstimmend fand ROBERTS (1982) nur geringe Unterschiede bei den verschiedenen Baumarten. Für die vier genannten Arten bewegen sich die Werte mit Extremen von 279 und 427 mm um einen Mittelwert von 333 mm (Standardabweichung s = 35,5; Variationskoeffizient V = 10,6%). ROBERTS weist auf die wichtige Rolle der Bodenbedeckung hin, der wie bei der Interzeption auch bei der Transpiration eine Pufferfunktion zukommt. So zitiert er Untersuchungen, nach denen die Grasschicht unter Kiefernbeständen bis zu 70% zur Gesamttranspiration beitrug (TAN and BLACK, 1976). Seine eigenen Untersuchungen von verschiedenen Kiefernarten bestätigen die Vermutung, daß Transpirationsunterschiede von Kiefernart zu Kiefernart durch unterschiedliche Ausbildung der Grasschicht ausgeglichen werden.

6.4.2 Einfluß der nutzbaren Feldkapazität auf das Transpirationsgeschehen

Wie auf den Testflächen im Schönbuch kommt es nach der Literaturauswertung von ROBERTS (1982) bis zu einem Aufbrauch von 60-75% des pflanzenverfügbaren Wassers zu keiner physiologischen Einschränkung der Transpiration. Die angeführten Bestände liegen vorwiegend im niederschlagsreichen, kühlen Nordwest-Europa (Großbritannien, Belgien), sodaß längere Trockenzeiten mit weitgehendem Aufbrauch des Bodenwassers selten sind. Lediglich die zitierten Bestände von BRECHTEL (1976) wachsen im dem relativ trockenen, warmen Klima der Rhein-Main-Ebene. Hier kann jedoch in Trockenzeiten mit einem Wassernachschub aus dem Grundwasser gerechnet werden.

Standortverhältnisse mit längerdauerndem Bodenwasserdefizit von über 75% der nFK, wie sie im Schönbuch gegeben sind, wurden von ROBERTS somit nicht in Betracht gezogen, und die ausgeglichenen Transpirationshöhen unter den verschiedenen Baumarten können für den Schönbuch nicht ohne weiteres übernommen werden. Im nassen Untersuchungsjahr 1982 liegen die Meßwerte in der gleichen Größenordnung wie diejenigen von ROBERTS (vgl. Tab.5.1).

Im trockenen Jahr 1979 erreichte der Fichtenbestand der Testfläche Lange Klinge mit T=189 mm das Minimum aller Meßwerte. Wie wir sehen konnten, steht dies im Zusammenhang mit den schlechteren Speichereigenschaften des Bodens (nFK) und dem geringen Niederschlagsdargebot im Vergleich zu Versuchsfläche 1. Bei ähnlicher Porengrößenverteilung, jedoch geringerer Tiefe des effektiven Wurzelraums (Abb.3.7), steht dem Fichtenbestand der Fläche 3 von vornherein weniger Wasser für die Transpiration zur Verfügung.

Jeder Bestand transpiriert so lange mit einem bestimmten Maximalwert, bis etwa 70-80% des nutzbaren Wassers verbraucht sind. Ab diesem Niveau drosselt der Bestand seinen Wasserverbrauch. Durch zeitweiliges Schließen der Spaltöffnungen wird der Transpirationsstrom so weit eingeschränkt, daß auch beim Ausbleiben von weiteren Niederschlägen ein Welken vermieden werden kann. In Abb.6.1 ist dieses Transpirationsverhalten, ausgedrückt durch den Gang der Bodenwassergehalte für Trockenzeiten, in den Sommerhalbjahren dargestellt. Der Bestand von Versuchsfläche 1 kann sich oberhalb der 25%-Marke eine Transpiration von 2,6 mm/d "leisten", was sich letztendlich in seinen höheren Zuwachsraten ausdrückt. Die kleinere nFK auf Testfläche Lange Klinge läßt dagegen nur 1,9 mm/d zu. Ausgehend von der Feldkapazität hält die uneingeschränkte Transpiration auf beiden Versuchsflächen 40-45 Trockentage an. Danach findet eine Drosselung auf 0,2-0,3 mm/d statt.

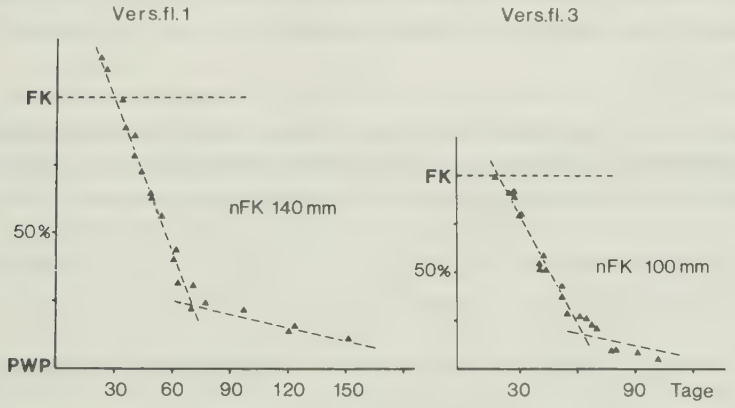


Abb.6.1: Transpirationsverhalten der Fichtenbestände auf Versuchsflächen Schlagbaumlinde und Lange Klinge in Trockenzeiten.

6.5 Gesamtverdunstung

In den untersuchten Beständen verhält sich die Evapotranspiration nur bei Bodenwassergehalten über 20-30% der nFK proportional zum Verdunstungsanspruch der Atmosphäre. Bei Bodenwassergehalten unterhalb diesem Schwellenwert wird die Wassernachlieferung von den Bäumen so stark unterbunden, daß nur bei Niederschlägen ein erhöhter Wasserverbrauch "zugelassen" wird, weshalb die Evapotranspiration entsprechend dem Niederschlagsangebot verläuft. Der günstigen Niederschlagsverteilung mit einem Maximum im Hochsommer ist es zu verdanken, daß sich trotz des relativ geringen Niederschlagsdargebots von 750 mm/Jahr meist gutwüchsige Bestände entwickeln können. Andererseits lassen diese Klimaverhältnisse nur einen geringen Abflußanteil zu.

6.6 Fehlerbetrachtungen

6.6.1 Freilandniederschlag

Die für die Berechnung der Kroneninterzeption verwendeten Freilandniederschlagshöhen wurden mit einer Ausnahme mit Hellmann-Niederschlagsschreibern (Auffangfläche 200 cm²) gewonnen. Auf Versuchsfläche Schlagbaumlinde liegen der Berechnung Totalisatormessungen auf der Freifläche zugrunde. Bei den registrierenden Geräten standen zur Kontrolle jeweils Hellmann-Niederschlagssammler mit einer Aufstellhöhe von 100 cm zur Verfügung.

In der Arbeit von SOKOLLEK (1983) findet sich eine umfassende Diskussion der Meßfehler bei der Niederschlagsmessung. Danach gehen Fehler vor allem auf den Auffangvorgang zurück.

6.6.1.1 Windfehler

Wenn Niederschläge von stärkeren Luftbewegungen begleitet sind, muß mit einem Windfehler beim Auffangvorgang gerechnet werden. Durch Wirbelbildung im Luv des Auffanggefäßes erhöht sich die Windgeschwindigkeit über der Sammelöffnung. Ein Teil des Niederschlags wird von der Öffnung abgedrängt. Die aufgefangene Niederschlagsmenge ist geringer als die tatsächliche Niederschlagshöhe. Der Fehlbetrag steigt mit zunehmender Windgeschwindigkeit.

Wie SOKOLLEK zeigen konnte, betragen die Windgeschwindigkeiten in geschützten Waldlichtungen des hessischen Mittelgebirges durchschnittlich nur 1,4 m/s. Bei den Hellmann-Niederschlagsschreibern belief sich für schneefreie Perioden der Windfehler auf 1,5%. Zum Vergleich stieg der Fehler an einem stark exponierten Standort mit Windgeschwindigkeiten von 3,9 m/s bis auf 7,9%. Selbst bei einem Schneeanteil von 55% am Niederschlag wuchs der Fehler auf der Waldlichtung nur bis auf 3%, bei starker Exposition waren es dagegen bis zu 40%.

6.6.1.2 Benetzungsfehler

Außerdem tritt durch die Verdunstung von Haftwasser im Auffangtrichter des Meßgerätes nach jedem Niederschlag ein Benetzungsfehler auf. Wie im Bestand hängt die Höhe dieser Interzeptionsverdunstung von der Niederschlagshäufigkeit ab.

Den Haftwasserbetrag der im Schönbuch vorwiegend verwendeten Hellmann-Niederschlagsschreiber gibt SOKOLLEK mit 0,05 mm an. Legt man diese Obergrenze von 0,05 mm zugrunde, so ergibt sich für den gesamten Untersuchungszeitraum von Mai 1979 bis Oktober 1982 mit 616 Einzelniederschlägen ein maximaler Benetzungsfehler von 30,8 mm oder 1,1%. Bei der Verwendung von Totalisatoren kann sich dieser Haftwasserbetrag verdoppeln.

Insgesamt ist die Messung des Freilandniederschlags auf Wald-

lichtungen mit einem Fehler von höchstens 2-3%, oder 15-23 mm pro Jahr behaftet. Wirkte sich der nahegelegene Waldbestand bei der Erfassung der Freilandklimadaten auf den Lichtungen negativ aus, so ist es bei der Messung des Freilandniederschlags der Schutzwirkung der umliegenden Bestände zu verdanken, daß sich die Meßfehler in annehmbarem Rahmen bewegen.

6.6.2 Bestandesniederschlag

Für die im Bestand verwendeten Niederschlagssammler "Hann-Münden" liegen keine Ergebnisse über den Haftwasserbetrag vor, jedoch dürften die Beträge durch die Verwendung von Kunststoffmaterial mit hohem Benetzungswiderstand noch geringer wie bei den Niederschlagsschreibern sein. Für geringere Fehler spricht auch die erhöhte Tropfengröße im Bestandesniederschlag und die kleinere Abtrocknungsgeschwindigkeit unter den gegebenen Klimabedingungen. Ebenso dürfte die gegenüber Waldlichtungen nochmals herabgesetzte Windgeschwindigkeit einen nennenswerten Windfehler verhindern.

Da in die Bodenwasserbilanz die Höhe des gemessenen Bestandesniederschlags eingeht, wird durch den fehlerhaften Freilandniederschlag die Kroneninterzeption und damit auch die ETA entsprechend unterschätzt.

Gegenüber den Fehlern beim Auffangvorgang wirkt sich die räumliche Streuung eher fehlerhaft auf die Erfassung der Bestandesniederschlagshöhe aus. Betrachtet man einen relativen Variationskoeffizienten (V_r) von 5% (=0,05) als annehmbar (LEE, 1980), so ergibt sich aus:

$$V_r(\%) = \frac{s}{\bar{x} \cdot n} \cdot 100$$

s: Standardabweichung

$\bar{x}$: Mittelwert aus n Totalisatoren

die notwendige Anzahl an Totalisatoren (n):

$$n = \frac{s^2}{(0{,}05\bar{x})^2}$$

Die Standardabweichung liegt auf der Fichtenfläche Schlagbaumlinde bei 10-46% vom Mittelwert aus 9 Sammlern. Es müßten bis zu 120 Totalisatoren installiert werden, um für alle Meßwerte V_r unter 5% zu halten. Nur in wenigen Fällen genügten die 9 vorhandenen Auffanggefäße dieser Genauigkeit und erst bei einer Erhöhung auf n = 25 würde die Mehrzahl der Messungen eine annehmbare Meßgenauigkeit besitzen.

Unter Buche (Testfläche Bärloch) sind die relativen Variationskoeffizienten bei belaubtem Zustand erwartungsgemäß höher als nach dem Laubfall im Herbst. Die Standardabweichungen der 16 Meßpunkte bewegen sich zwischen 8 und 19% im Sommer gegenüber 4-12% im Winter. Bei der Bestückung mit 16 Totalisatoren übersteigt V_r selten 5%. Im Winterhalbjahr hätte man sogar mit weniger als 5 Meßbehältern eine ausreichende Meßgenauigkeit erzielt.

6.6.3 Bodenfeuchte

Die Streuinterzeption wirkt ausgleichend auf die Variabilität der Bestandesniederschläge, da an Stellen mit hohem Bestandesniederschlag auch mehr Wasser von der Streu verdunstet. Die geringere Streuung unter Buche zeichnet sich im obersten Bodenbereich (0-10 cm) dennoch deutlich ab. Die Standardabweichung aller Meßwerte bei jeweils 3 Parallelproben schwankt zwischen 1% und 24% gegenüber Fichte mit 3-31%.

Mit zunehmender Bodentiefe werden die Unterschiede durch vorhandene Saugspannungsgradienten mehr und mehr ausgeglichen, sofern keine wesentlichen Substratunterschiede bestehen. So führt der hohe Steingehalt des Deckschutts am Bärloch zu einer Erhöhung der Streuung in einer Bodentiefe von 30-40 cm. Bei beiden Baumarten steigt die Streuung durch den geringen Wasserentzug in der Bodentiefe von 150-160 cm wieder an. Vermutlich wird der Bodenraum nicht mehr wie im darüberliegenden

Teil gleichmäßig ausgeschöpft. Die Unterschiede kommen zustande, weil nur noch in direkter Stammnähe ein nennenswerter Wasserentzug erfolgt.

7 Übertragung der Verdunstungswerte der Testflächen auf die Einzugsgebiete

Bei der Übertragung wurden für alle Nadel- bzw. Laubwaldbestände die Meßergebnisse der Fichten- bzw. Buchenflächen zugrundegelegt. Wie in Kap.6 dargelegt wurde, ist innerhalb der Nadelbaumarten Fichte und Kiefer, die fast den gesamten Nadelwald aufbauen, mit einer ähnlichen ETA zu rechnen. Dasselbe gilt für Buche und Eiche.

In den Einzugsgebieten Denzenberg und Lange Klinge wurden die Streuinterzeptionswerte gemäß den Niederschlagshöhen auf der Grundlage der Meßergebnisse der Testflächen 1 und 2 abgeschätzt. Für die Transpiration liegen von den Versuchsflächen Werte vor, die für die Einzugsgebiete repräsentativen Charakter besitzen. Durch einen Vergleich der Versuchsflächen konnte gezeigt werden, daß sich die Transpiration bei zu- oder abnehmender nFK etwa um denselben Betrag ändert (Kap.6.4.3.1). Damit können auch die Verdunstungsraten von Versuchsfläche Schlagbaumlinde auf Gebietsverhältnisse (durchschnittliche nFK) korrigiert bzw. für den Vergleich mit der Verdunstung aus der Gebietswasserbilanz herangezogen werden.

In Tab.7.1 sind Verdunstungswerte wiedergegeben, wie sie sich aus der Differenz von Niederschlag und Abfluß unter Berücksichtigung von Speicheränderungen im Boden (R_b) und Aquifer (R_g) ergeben (AGSTER, 1983). Diesen Werten stehen die Verdunstungshöhen gegenüber, die aus der Übertragung der Versuchsflächenwerte auf die Einzugsgebiete gemäß der Bestandesverteilung gewonnen wurden.

Wie die Tabelle zeigt, liegen die Jahresdurchschnittswerte aus der Gebietswasserbilanz (Bilanzjahr von Mai - April!) nur zwischen 12-26 mm bzw. 1,9-3,6% vom Gebietsniederschlag unterhalb der Verdunstungsraten, die davon unabhängig nach der Bodenwasserbilanz-Methode bestimmt wurden.

	Gebietswasserbilanz							Bodenwasserbilanz							
	N	−	Q	∓	R_g	∓	R_b	= ETA	ETA	=	J_K	+	J_S	+	T
P 6															
1979/80	625	−	176	+	11	+	2	= 463	457	=	142	+	70	+	245
1980/81	681	−	187	+	4	+	26	= 524	549	=	220	+	58	+	271
1981/82	795	−	311	−	3	−	8	= 473	527	=	222	+	65	+	240
Ø	700	−	225	+	4	+	7	= 486	511	=	195	+	64	+	252
P 8															
1979/80	619	−	110	+	2	+	14	= 525	537	=	210	+	62	+	265
1980/81	678	−	95			+	15	= 598	625	=	277	+	62	+	286
1981/82	856	−	218	−	1	−	25	= 612	650	=	315	+	52	+	283
Ø	718	−	141			+	1	= 578	604	=	267	+	59	+	278
P 13															
1979/80	647	−	119	+	3			= 531	546	=	243	+	65	+	238
1980/81	644	−	117	+	2	+	25	= 554	584	=	257	+	65	+	262
1981/82	758	−	182	−	4	−	14	= 558	560	=	274	+	55	+	231
Ø	683	−	139			+	4	= 548	563	=	258	+	62	+	243
P 14															
1979/80	581	−	124	+	3	+	5	= 465	478	=	157	+	74	+	247
1980/81	556	−	111	+	3	+	25	= 473	508	=	163	+	68	+	277
1981/82	755	−	251	−	2	−	10	= 492	482	=	195	+	72	+	215
Ø	631	−	162	+	1	+	7	= 477	489	=	172	+	71	+	246

Tab.7.1: Vergleich von Verdunstungswerten aus der Gebietswasserbilanz (AGSTER 1983) mit Werten nach der Bodenwasserbilanz-Methode in 4 ausgewählten Einzugsgebieten im Naturpark Schönbuch.
P6: Bärloch; P8: Kleiner Goldersbach; P13: Lange Klinge; P14: Denzenberg.

Der geringere Verbrauch nach der Wasserbilanz-Methode geht vermutlich auf den Anteil von Jungbeständen (jünger als 15 Jahre), Waldwiesen und Wege bzw. Straßen mit vermindertem Wasserverbrauch zurück, wie er in jedem der Einzugsgebiete auftritt. Eine Übertragung der Punktmessungen auf die Einzugsgebietsfläche erscheint damit gerechtfertigt.

In Abb.7.1 sind die Höhen der Verdunstungskomponenten in Prozent vom Freilandniederschlag dargestellt. Transpiration und Streuinterzeption erreichen unabhängig vom Verhältnis Laub/Nadelwald etwa konstante Werte von 36-39% und 8-11%. Die unterschiedliche Evapotranspiration kommt allein durch die Kroneninterzeption zustande. Ihre Höhe wächst linear mit der Zunahme des Fichtenanteils an. Für ein reines Buchen- bzw. Fichtengebiet ergeben sich durch Extrapolation 24 bzw. 39% und eine Gesamtverdunstung von 67 bzw. 82% vom Freilandniederschlag. Die Differenz von 15% entspricht bei 753 mm Jahresdurchschnitt 113 mm. Zum Vergleich belief sich bei gleicher nFK der Mehrverbrauch der Fichte nach der Bodenwasserbilanz auf 90-110 mm (Kap.5.5).

Bei der Darstellung der Gesamtverdunstung aus J_K, J_S und T wurden 10 weitere Teileinzugsgebiete aus der Arbeit von AGSTER (1986) berücksichtigt. In Abb.7.1 sind ihre mittleren Gebietsverdunstungen und -abflüsse aus der Wasserbilanz der Hydrologischen Jahre 1979-1982 eingetragen. In reinen Laubwaldgebieten würde sich ein Abfluß von 33% bzw. 241 mm ergeben und in reinen Fichtengebieten 18% oder 128 mm.

Bei bekannter Bestandesverteilung können nach Abb.7.1 mittlere Gesamtverdunstung ETA und mittlerer Gesamtabfluß Q näherungsweise nach folgenden Gleichungen errechnet werden:

$$ETA = 513 + 1{,}13\ Nd$$

$$Q = 241 - 1{,}13\ Nd$$

ETA und Q in mm

Nd: Anteil des Nadelwaldes in % der Einzugsgebietsfläche

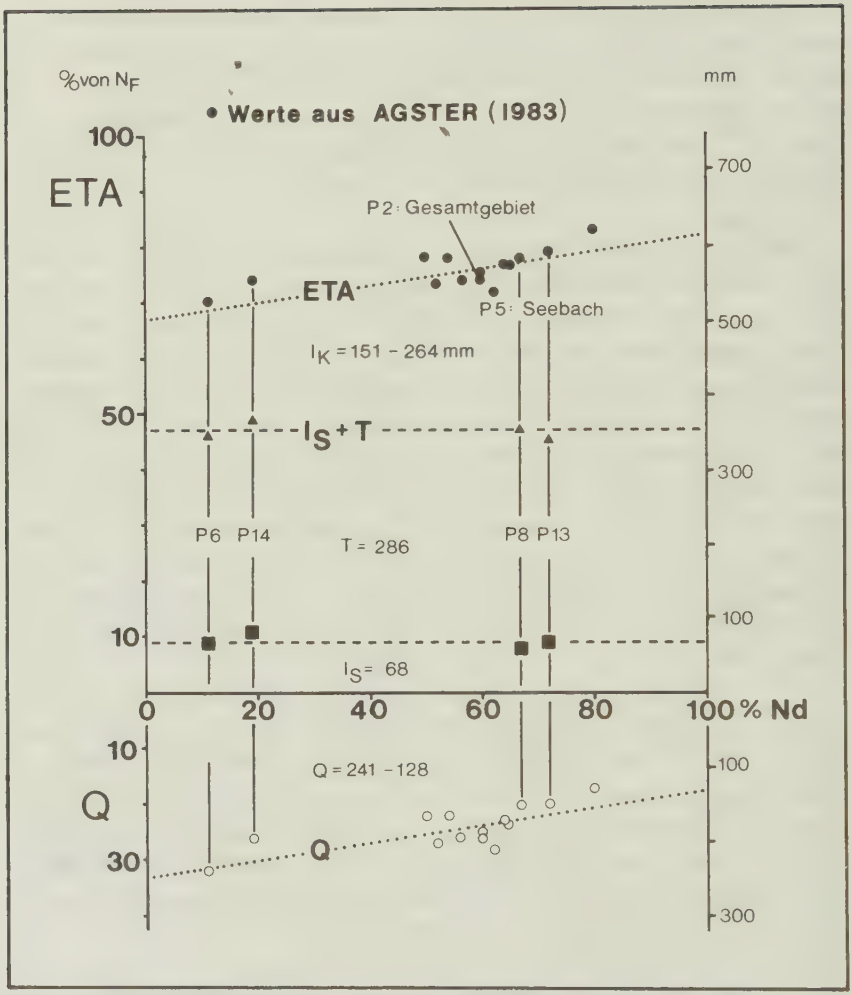


Abb.7.1: Verdunstungskomponenten und Abfluß in Abhängigkeit von der Bestandesverteilung Nadelwald/Laubwald (Nd/Lb). Für 10 Teileinzugsgebiete wurden die Werte der Gesamtverdunstung (ETA) aus AGSTER (1986) entnommen. N_F: Freilandniederschlag; ETA: Gesamtverdunstung; I_K: Kroneninterzeption; T: Transpiration; I_S: Streuinterzeption; Q: Gesamtabfluß. Einzugsgebiete: P6: Bärloch; P8: Kleiner Goldersbach P13: Lange Klinge; P14: Denzenberg.

Die Abweichungen von den Ausgleichsgeraden erreichen bis zu 3% und nur das Einzugsgebiet Seebach (AGSTER 1983) mit hohem Anteil an Jungbeständen und Waldwiesen liegt 5% unter der mittleren Verdunstung bzw. über dem mittleren Abfluß.

Mit einem Anteil von 15% am Einzugsgebiet errechnet sich für diesen Flächenanteil eine ETA von 353 mm, wenn man die aus Abb.7.1 erhaltenen Verdunstungsraten für ältere Fichten- und Buchenbestände zugrunde legt. SCHLENKER et al.(1969) fanden im Neckarland für eine vergraste Kahlfläche sowie einen 8-jährigen Fichtenbestand Verdunstungsraten von etwa 300 mm während der Vegetationsperiode. Altbestände verbrauchten in diesem Zeitraum übereinstimmend mit den Ergebnissen im Schönbuch zwischen 400 und 500 mm. Die Höhe der Verdunstung in den Einzugsgebieten hängt im Schönbuch folglich von der Bestandesverteilung ab. Die Höhe der nutzbaren Feldkapazität macht sich nicht bemerkbar, da die Unterschiede von Einzugsgebiet zu Einzugsgebiet relativ klein sind.

8 Verdunstungsformeln

Um die Evapotranspiration von verschiedenen Pflanzenbeständen auf einfache Weise bestimmen zu können, wurden zahlreiche Berechnungsformeln entwickelt, die die Beziehung zwischen meteorologischen Parametern und der Verdunstung zu beschreiben versuchen.

Nach PENMAN (1956) ist die potentielle Verdunstung definiert als die Gesamtverdunstung eines niedrigen, flächendeckenden Bodenbewuchses von großer Ausdehnung und uneingeschränkter Wasserversorgung unter den gegebenen klimatischen Faktoren. Bei dieser klassischen Definition ist die Verdunstung unabhängig vom Pflanzen- und Bodentyp und wird nur von den Witterungsfaktoren und der jeweiligen Albedo gesteuert.

Die allgemein angewendeten Verdunstungsformeln (PENMAN (1956), HAUDE (1952), THORNTHWAITE (1948), ALBRECHT (1950)) basieren auf der Untersuchung von niedrigen landwirtschaftlichen Kulturen. Bäume bauen im Gegensatz zu den meisten landwirtschaftlichen Kulturen bei geringen Bodenwasserreserven hohe Transpirationswiderstände in den Blättern auf. Die Wasserabgabe wird vorwiegend von physiologischen Faktoren gesteuert. Witterungsbedingte Einflüsse treten zurück.

Zudem trägt im Wald die Interzeption wesentlich zur Gesamtverdunstung bei. Bei kräftigen Niederschlägen mit entsprechender Niederschlagsstruktur kann die Gesamtverdunstung durch die hohen Interzeptionsraten über die potentielle Verdunstung nach HAUDE ansteigen. So sorgt eine hohe Niederschlagshäufigkeit für hohe Verdunstungsraten, obwohl die HAUDE-Verdunstung, die sich aus dem Sättigungsdefizit der Luft errechnet, bei hoher Niederschlagsneigung deutlich abgesenkt wird (vgl. Sommerhalbjahr 1980 und 1982 in Abb.5.6-5.8).

Eine indirekte Bestimmung der Gesamtverdunstung mit halbempirischen Verfahren wird für Waldbestände daher stets mit Ungenauigkeiten behaftet sein. Es bietet sich deshalb eine Verdunstungsberechnung an, bei der Interzeption und Transpiration

auf getrenntem Wege erhalten werden.

Eine derartige Methode geben ERNSTBERGER (1980) und SOKOLLEK (1983) an. Die Interzeption von Kronen und Streu wurde bei ihnen zwar abgeschätzt, doch zeigen die Ergebnisse aus dem Schönbuch, daß sie bei Kenntnis der Benetzungskapazitäten der Bestände aus den Einzel- bzw. Tagesniederschlägen relativ einfach bestimmt werden kann (Kap.5.2).

Die Transpiration wurde von den genannten Autoren in Anlehnung an das Verfahren nach PFAU (1966) berechnet, das auf eine Studie zur Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden zurückgeht. Bei ausreichender Wasserversorgung (Bodenfeuchte >50% nFK) entspricht die Transpiration einer potentiellen Transpiration, die sich aus der HAUDE-Verdunstung ableitet. Bei eingeschränkter Wasserversorgung (Bodenfeuchte <50% nFK und N_N-PET <0) errechnet sich die Bodenfeuchte zur Zeit t (ST_t) nach der Formel:

$$ST_t = ST_0 \cdot e^{(N_N-PET)/nFK}$$

ST_0: Anfangsbodenfeuchte

N_N : Nettoniederschlag

PET: pot. Evapotranspiration nach HAUDE

Die so erhaltenen Bodenfeuchtewerte wurden in einem Rechenprogramm durch Iteration den gemessenen Bodenwasserganglinien angeglichen. Die Angleichung geschieht durch Änderung der Monatsfaktoren der HAUDE-Formel.

Dieses Rechenprogramm wurde für die Testflächen im Schönbuch übernommen. Im Unterschied zu ERNSTBERGER und SOKOLLEK konnten hier die Beziehungen zwischen Freilandniederschlag und Kronen- bzw. Streuinterzeption in das Programm eingebaut werden. Bei der Eichung der HAUDE-Monatsfaktoren mit den gemessenen Bodenwassergehalten waren jedoch keine Werte zu finden, die für den gesamten Untersuchungszeitraum eine ausreichende Genauigkeit (Abweichung <25 mm) aufwiesen. Außerdem zeigen die Bodenwasserganglinien der untersuchten Standorte im Schönbuch, daß eine nennenswerte Limitierung der Transpiration erst ab 30-40%

der nFK erfolgt. ERNSTBERGER und SOKOLLEK kamen vermutlich auch deshalb zu geringeren Abweichungen, weil der Berechnung der Monatsfaktoren nur ein Untersuchungsjahr zugrunde lag.

Obwohl die berechneten Werte die tatsächlich gemessenen noch nicht zufriedenstellend wiedergeben, empfiehlt es sich, diesen Weg zur Bestimmung der Waldverdunstung weiter zu verfolgen. Unter anderem muß geklärt werden, ob die potentielle Verdunstung nach HAUDE Ursache für die bestehenden Abweichungen ist. Andererseits erhebt sich die Frage, ob man bei der Bestimmung der Waldverdunstung überhaupt zu einer allgemein gültigen Verdunstungsformel kommen kann. Vermutlich besitzt das herrschende Lokalklima an jedem Standort entscheidenden Einfluß auf das Verdunstungsverhalten der Bestände.

9 Abflußbildung - Aufteilung des Abflusses in Einzelkomponenten

Nach Überschreiten der Feldkapazität sickert das überschüssige Bodenwasser (Gravitationswasser) je nach Durchlässigkeitsverhältnissen und Neigung der Bodenoberfläche entweder zum Grundwasser oder fließt lateral als sogenannter Zwischenabfluß oder Interflow im Boden ab. Im ebenen bzw. schwach geneigten Gelände kommt es bei gehemmter Tiefensickerung zur Ausbildung eines Stauwasserspeichers, der sich mit zunehmender Neigung der Geländeoberfläche immer rascher durch oberflächenparallelen Interflow entleert.

9.1 Untersuchungsmethoden

Von wenigen Extremereignissen abgesehen, tritt im Untersuchungsgebiet kein eigentlicher Oberflächenabfluß oder Überlandabfluß auf, da der Deckschutt aus relativ grobem Substrat besteht und das günstige Bodengefüge durch Organismentätigkeit aufrechterhalten bleibt.

Zusätzlich wird die Bodenoberfläche durch die Streuauflage vor Verschlämmung geschützt. Dies belegen Beregnungsversuche von SCHWARZ (1986), die im Schönbuch auf verschiedenen Standorten bei unterschiedlichen Bodenfeuchteverhältnissen durchgeführt wurden. Oberflächenabfluß trat erst bei Beregnungsintensitäten und -mengen auf, wie sie unter natürlichen Verhältnissen im Schönbuch bisher nicht beobachtet wurden und auch kaum zu erwarten sind.

Für wirtschaftliche Zwecke reicht die Bestimmung der Grundwassererneuerung nach den Methoden von NATERMANN (1958) und WUNDT (1953) meist aus. Dabei kann nur zwischen einem ober- und unterirdischen Abflußanteil unterschieden werden. Der bei entsprechenden Bodenverhältnissen auf geneigten Standorten auftretende Interflow kann keiner der beiden Abflußkomponenten eindeutig zugeordnet werden.

Im allgemeinen kann man davon ausgehen, daß der Vorfluterabfluß in Trockenzeiten aus Grundwasser (Basisabfluß) besteht. Dagegen liegen über die Beteiligung von Bodenwasser an kurzfristigen Abflußerhöhungen in der Literatur noch wenige Ergebnisse vor.

In den letzten Jahren gewannen isotopenhydrologische Verfahren zur Abflußtrennung zunehmend an Bedeutung (SKLASH et al., 1976 und 1979; STICHLER, HERMANN 1978). Bei Hochwasserereignissen läßt sich durch Messung der Isotopengehalte im zugehörigen Niederschlag und in der Ausgangskonzentration des Abflusses der Anteil des Niederschlagwassers am Gesamtabfluß berechnen. Konzentrationsänderungen innerhalb des Wasserkreislaufs treten dabei vorwiegend durch Verdunstungseffekte auf. Da der Dampfdruck von isotopisch leichterem Wasser höher ist als der von Wasser mit schwereren Isotopen, finden bei Phasenübergängen Isotopenfraktionierungen statt.

AGSTER (1983) und KÖRNER (1983) konnten an Hochwasserereignissen im Schönbuch zeigen, daß sich bei deutlichem Unterschied zwischen der Isotopenkonzentration im Niederschlag und der Ausgangskonzentration im Vorfluterabfluß der Niederschlagswasseranteil am Gesamtabfluß auf höchstens 41% und durchschnittlich auf 35% beläuft. Diese mit Isotopen durchgeführte Trennung im Ereignis- und Vorereigniswasser wird in der Literatur häufig mit der herkömmlichen Trennung in einen ober- und unterirdischen Abflußanteil gleichgesetzt bzw. werden beide Separationsmethoden nicht deutlich voneinander abgegrenzt.

Durch die Zuordnung des Abflusses zu Niederschlägen mit bestimmten Isotopengehalten gestattet das isotopenhydrologische Verfahren Aussagen über die Zeit, die das Wasser vom Auftreffen auf die Bodenoberfläche bis zum Abfluß im Vorfluter benötigt. Über den Weg, den das Wasser dabei durchfließt, kann nur wenig ausgesagt werden. Nach der Verdrängungstheorie (SCHROEDER 1973) wird nach einem hochwasserauslösenden Starkniederschlag ein erheblicher Bodenwasseranteil zum Abfluß gebracht, der schon vor dem Ereignis im Boden gespeichert war. Besonders in Gebieten mit hohem Interflow-Anteil am Gesamtabfluß wird

der Grundwasseranteil dadurch sehr hoch eingestuft, wenn man das Vorereigniswasser als Grundwasser betrachtet.

Das Bodenwasser steht nach der Auffassung von SCHROEDER vor allem über die Mittelporen in hydraulischer Verbindung. In Sandböden fand er eine Sickergeschwindigkeit des Ereigniswassers innerhalb der Mittelporen von durchschnittlich 48 cm/Monat.

Einzugsgebiete, in denen ausschließlich Interflow zum Abfluß kommt, bilden im Schönbuch eine Ausnahme. Im Normalfall werden vom Vorfluter grundwasserführende Horizonte angeschnitten, und am Gesamtabfluß ist daher stets eine gewisse grundwasserbürtige Abflußkomponente beteiligt. Da auch mit isotopenhydrologischen Verfahren der oberflächenparallele Abfluß aus dem Boden nur zum Teil vom Grundwasserabfluß abgetrennt werden kann, wurde für die Ganglinienseparation der Interflow im Gelände direkt gemessen.

9.2 Messung des Interflows auf einer Testfläche

9.2.1 Versuchsdurchführung

Hierfür erwies sich das Einzugsgebiet Denzenberg am geeignetsten. Ein Großteil der Einzugsgebietsfläche besteht aus Hangpartien und Boden- sowie Bestandescharakter sind sehr einheitlich. Dies ließ darauf hoffen, daß zwischen dem Verlauf des gemessenen Interflows aus einer abgegrenzten Hangfläche und der Abflußmenge am Pegel ein Zusammenhang festgestellt werden kann.

Im oberen Teil des Einzugsgebietes wurde am Hangfuß zunächst eine Bodengrube von 1 m Breite und 2 m Länge angelegt. Sie wurde bis über die Untergrenze der tonigen Basisfolge hinaus ausgehoben. Diese Grenze zeichnet sich durch den Übergang des stark verwitterten, plastischen Tones in zunehmend unverwitterte, bröcklige Mergel des Stubensandsteins aus, die an den Hängen vorherrschen. An der hangaufwärts gelegenen Breitseite der Grube wurde, von den Ecken ausgehend, jeweils ein 5 m lan-

ger, leicht ansteigender Graben ausgehoben, sodaß ein leichtes Gefälle in den Gräben zur Grube hin vorhanden war. Die Breite (b) des entwässerten Hangstreifens betrug somit 10 m, seine Länge (l) von 56 m war durch einen quer zum Hang verlaufenden Wegeinschnitt eindeutig vorgegeben.

Die Mächtigkeit der Deckschichten bleibt entlang den Gräben konstant, wodurch der gesamte Grabenboden in unverwitterten Mergeln des "Stubensandsteins" angelegt ist. Da keine nennenswerte Wasserbewegung in diesen unverwitterten Mergeln stattfindet und sie die gesamte Testfläche unterlagern, fangen die Gräben den gesamten Interflow aus den Deckschichten auf. Die Grabensohle wurde noch zusätzlich mit einer Plastikfolie ausgekleidet, wodurch der aufgefangene Interflow schnell zu einem Auffangbehälter geleitet wurde. Diesem Auffangbehälter mit 140 l Fassungsvermögen wurde ein Pegelschreiber aufgesetzt. Die Zu- oder Abnahme des Interflows aus der Testfläche wird damit im zeitlichen Ablauf aufgezeichnet. Abb.9.1 zeigt ein schematisches Bild der Meßvorrichtung.

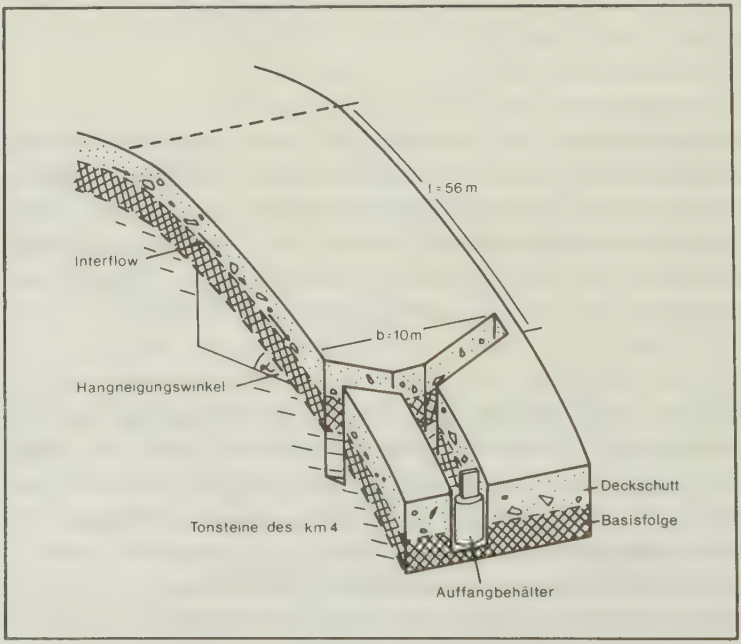


Abb.9.1: Vorrichtung zur Messung des Interflows aus einer Hangfläche im Einzugsgebiet Denzenberg.

9.2.2 Ergebnisse

Die Interflow-Meßanlage wurde Ende April 1985 aufgebaut. Vor ausgegangen waren kühle, niederschlagsreiche Frühjahrsmonate. Die Bodenfeuchte bewegte sich im Bereich der Feldkapazität, was Tensiometer auf der nahegelegenen Versuchsfläche sowie ein schwacher Interflow anzeigten.

Das darauffolgende erste abflußwirksame Niederschlagsereignis trat in der Nacht vom 7. zum 8.Mai mit einer Bestandesniederschlagsmenge von 13,5 mm auf.[1)]

Vom 1.-3.Mai waren 10,6 mm N_B gemessen worden, die darauffolgenden Tage waren niederschlagsfrei. Eine erste kleine Interflow-Spitze konnte am 2. Mai nach einem Niederschlag im Bestand von 1,4 mm mit Q_n=17 cm³/sec gemessen werden, was bei einem Einzugsgebiet der Testfläche von 560 m² 0,11 mm/h Abfluß entspricht.

Direkt vor Einsetzen des Niederschlags am 7.Mai wurden noch 1,1 cm³/sec Interflow registriert. Dieser Abflußwert war erst 5 Tage nach dem ersten steilen Anstieg des Interflows wieder erreicht (Abb.9.2a). Die zwischenzeitlich abgeflossene Wassermenge ist somit vollständig dem Niederschlagsereignis vom 7./8.Mai zuzuschreiben. Ein Nettoniederschlag von 12 mm führte zu einem Interflow aus der Testfläche von 5,0 mm. In Abb.9.2a ist der Verlauf des gemessenen Interflows halblogarithmisch dargestellt.

9.2.3 Diskussion der Ergebnisse

9.2.3.1 Abflußwirksamer Niederschlagsanteil

Die Niederschlagsmenge von 7 mm, die nicht zum Abfluß kam, diente zur Auffüllung des vor dem Ereignis vorhandenen geringen Bodenfeuchtedefizits.

[1)] Die Messung der Bestandesniederschläge erfolgte auf der 100 m entfernten Versuchsfläche Denzenberg mit Hilfe von drei Totalisatoren mit einer Auffangfläche von jeweils 818 cm².

Der Blattaustrieb setzte ab dem 11./12.Mai verstärkt ein, sodaß bis zum 7.Mai schon ein Bodenfeuchtedefizit von 7 mm durch die Transpirationstätigkeit vorhanden war. Die auf der nahegelegenen Buchenversuchsfläche gelegenen Tensiometer zeigten übereinstimmend ab dem 3.Mai in den obersten 15 cm negative Saugspannungen, die größer als bei Feldkapazität (pF = 2,5) waren.

Der in den Mineralboden eingedrungene Niederschlag kann in den Grobporen erst dann rasch versickern, wenn die durch die Transpiration entwässerten Mittelporen wieder aufgefüllt sind und damit die Feldkapazität wieder erreicht ist. Die ersten 7 mm des Ereignisniederschlags sind folglich nicht am Interflow beteiligt, wodurch der Interflow am 7.Mai mit einer Verzögerung von etwa 3 Stunden auf den Niederschlag reagiert.

9.2.3.2 Mathematische Beschreibung des Interflows aus der Testfläche

Nach RICHARD (1978) läßt sich die Wassersickerung aus dem gesättigten Teil eines Hangbodens nach der Darcy-Gleichung berechnen:

$$Q_n = k_s \cdot i \cdot A \qquad (Gl.1)$$

und mit

$$A = b \cdot d$$

$$Q_n = k_s \cdot i \cdot b \cdot d$$

Q_n : Oberflächennaher Abfluß im Boden, Interflow (cm³/sec)

k_s : Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (cm/sec)

i : Hydraulischer Gradient

b : Breite der Testfläche

d : Höhe der gesättigten Bodenschicht

$i = \sin \alpha$ mit α als Hangneigungswinkel

A = Durchflossene Querschnittsfläche

Bei der in Abb.9.1 gezeigten Meßvorrichtung ist somit die aufgefangene Interflow-Menge proportional zur Hangneigung und zur Sickerquerschnittsfläche A, die sich aus der Höhe der gesättigten Bodenschicht d und der Breite des entwässerten Hangabschnitts b errechnet. Schwierigkeiten bereitet die Bestimmung der gesättigten Wasserleitfähigkeit k_s.

Die Laborbestimmung von k_s wurde an Stechzylinderproben (je Horizont 4 Parallelproben) mit einem Volumen von 850 cm³ vorgenommen. Der Einfluß der intensiven Durchwurzelung und des hohen Skelettanteils in der Deckfolge - Stubensandsteinblöcke von mehreren dm Durchmesser sind keine Seltenheit - kann mit diesem Probenvolumen nicht entsprechend berücksichtigt werden. Der nach Starkniederschlägen rasch abfließende Interflow bewegt sich vorwiegend in diesem Sekundärgefüge aus Grabgängen, Wurzelbahnen und sonstigen Grobporen. So konnte schon sofort nach Ausheben des Sammelgrabens ein verbreitetes Auftreten von Tropfwasser an Wurzeln und Hohlräumen beobachtet werden. Die gesättigte Wasserleitfähigkeit des Deckschutts mußte daher direkt aus dem gemessenen Interflow Q_n berechnet werden.

Ein Interflow $Q_n(t)$ zum Zeitpunkt t aus der Testfläche $F = b \cdot l$ bedeutet eine Abnahme der Höhe d der gesättigten Bodenschicht von

$$d'(t) = \frac{Q_n(t)}{b \cdot l \cdot p} \qquad p = \frac{P_n}{100}$$

P_n : Nutzbarer Porenraum; entwässerbares Hohlraumvolumen

l : Länge der entwässerten Testfläche

Nach Gl.1 folgt:

$$d'(t) = \frac{Q_n'(t)}{k_s \cdot i \cdot b}$$

und damit

$$\frac{Q_n(t)}{b \cdot l \cdot p} = \frac{Q_n'(t)}{k_s \cdot i \cdot b}$$

$$Q_n'(t) = \frac{k_s \cdot i}{l \cdot p} Q_n(t)$$

Da $k_s \cdot i \cdot l^{-1} \cdot p^{-1}$ = konst. ist dies eine Differentialgleichung zur Bestimmung der Funktion $Q_n(t)$. Ihre allgemeine Lösung ist

$$Q_n(t) = c \cdot e^{-\frac{k_s \cdot i}{l \cdot p} t} \qquad \text{mit } c = \text{konst.}$$

Für $t = 0$ und $Q_n(0) = Q_0$ erhält man

$$Q_0 = Q_n(0) = c \cdot e^{-\frac{k_s \cdot i}{l \cdot p} 0} = c$$

womit $$Q_n(t) = Q_0 \cdot e^{-\frac{k_s \cdot i}{l \cdot p} t} \qquad \text{(G1.2)}$$

mit $Q_0 = k_s \cdot i \cdot b \cdot d_0$ und $d_0 = \frac{N_N}{p}$; N_N : Nettoniederschlagshöhe

Gleichung (2) entspricht der von MAILLET, die für das Leerlaufen eines homogenen Aquifers gilt:

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

9.2.3.3 Übertragung auf die Testfläche

Für die Testfläche läßt sich der Leerlaufkoeffizient α folglich aus der Hangmorphologie (Länge und Hangneigung) und den Bodeneigenschaften (Leitfähigkeit und Grobporenvolumen) berechnen.

Bei dieser Berechnung des Interflows bei Feldkapazität des Bodens wird davon ausgegangen, daß der infiltrierte Niederschlag in den Grobporen sehr rasch bis zur stauenden Basisfolge vordringt und sich dort eine gesättigte Wasserschicht aufbaut. Aufgefüllt wird also der nutzbare Porenraum P_n, der nach obiger Definition dem im Labor bestimmten Grobporenvolumen entspricht. Im Deckschutt sinkt der Grobporenanteil von ca. 30% im obersten sehr stark durchwurzelten Bereich bis auf 5% an seiner Basis kontinuierlich ab.

Trägt man den Abfluß aus einem homogenen Speicher in logarithmischen Maßstab gegenüber der Zeit in linearen Maßstab auf, so ergibt sich nach Gl.2 der Leerlaufkoeffizient α aus dem Betrag der Steigung. Eine derartige Darstellung der Interflow-Welle vom 7./8.Mai 1985 zeigte schon Abb.9.2a. Im oberen Teil des abfallenden Astes ergeben die Meßwerte keine Gerade. Jedoch etwa 30 Stunden nach der Interflow-Spitze liegen alle weiteren Meßwerte auf einer Geraden mit der Steigung $0{,}4(d^{-1})$. Nach Gl.2 liegt ein Interflow-Speicher (Speicher 2) mit folgendem Leerlaufverhalten vor:

$$Q_2 = Q_{02} \cdot e^{-0{,}4t} \qquad t \text{ in Tagen}$$

Diese Gerade wird nun bis unter den Abflußscheitel ($t = 0$) am 7.5. extrapoliert. Zum Zeitpunkt $t = 0$ fließt aus Speicher 2 der Interflow Q_{02} ab. Subtrahiert man die Werte von Speicher 2 vom gemessenen Interflow, so ergibt sich Speicher 1. Wie in Abb.9.2a ersichtlich, liegen diese Werte $Q_1 = Q - Q_2$ wiederum auf einer Geraden mit zugehörigem α-Wert von $3{,}53\ (d^{-1})$.

Folglich entstammt der Interflow der Testfläche zwei Speichern mit unterschiedlichen Speichereigenschaften. Der gesamte Interflow errechnet sich zu:

$$Q_n(t) = Q_1 + Q_2 = Q_{01} \cdot e^{-3{,}53t} + Q_{02} \cdot e^{-0{,}4t}$$

mit $Q_{01} = 40{,}5\ cm^3/sec$ und $Q_{02} = 9{,}1\ cm^3/sec$

Da $\alpha = k_s\ i\ l^{-1}\ p^{-1}$ muß der Unterschied zwischen α_1 und α_2 im Quotienten der Bodeneigenschaften k_s/p oder im Quotienten aus den morphologischen Faktoren i/l liegen.

Die Testfläche mit einer Gesamtlänge von 56 m zeigt im unteren Bereich eine Hangneigung von 16° (i=0,28). Der darüberliegende Abschnitt mit einer Länge von 18 m ist mit 6° Neigung (i=0,10) deutlich flacher. Dies läßt vermuten, daß die beiden Interflow-Speicher auf diese Zweiteilung in der Morphologie zurückgehen.

Wie jedoch die Berechnung von i/l für die beiden Testflächen-

abschnitte zeigt, können die morphologischen Faktoren nicht allein für das Leerlaufen der Testfläche in Form von zwei homogenen Speichern verantwortlich gemacht werden. Die beiden Quotienten unterscheiden sich nur um den Faktor 1,3 , die beiden α-Werte jedoch um den Faktor 8,8. Folglich müssen die beiden Speicher auf zwei unterschiedliche Interflow-Speicher im Profil selbst zurückzuführen sein, wofür auf Grund der Zweischichtigkeit im Deckschichtenaufbau nur Deckschutt und Basisfolge in Frage kommen. Es gilt

$$\frac{\alpha_1}{\alpha_2} = \frac{k_{s1} \cdot i_1 \cdot l_2 \cdot p_2}{l_1 \cdot p_1 \cdot k_{s2} \cdot i_2} = 0{,}8 \qquad \frac{k_{s1}}{k_{s2}} = 8{,}8 \quad \text{daraus folgt:}$$

$$k_{s1} = 11\ k_{s2} \qquad k_{s1} = \frac{\alpha_1 \cdot l_1 \cdot p_1}{i_1} = 0{,}028 \text{ cm/sec}$$

und $k_{s2} = 0{,}0025$ cm/sec

Im Labor wurden gesättigte Leitfähigkeiten zwischen $1{,}6 \cdot 10^{-3}$ und $5 \cdot 10^{-3}$ cm/sec für die Basis des Deckschutts und $2 \cdot 10^{-4}$ - $1{,}3 \cdot 10^{-3}$ cm/sec für die Basisfolge an jeweils 4 Parallelproben gemessen.

Sind die hydraulischen Leitfähigkeiten der beiden Speicherhorizonte bekannt, kann die Ausgangshöhe der gesättigten Schichten berechnet werden.

Aus Gl.1 folgt

$$d_0 = \frac{Q_{n0}}{k_s \cdot i \cdot b}$$

$$d_0 = d_{01} + d_{02} = 5{,}2 + 13{,}0 = 18{,}2 \text{ cm}$$

Bei einem nutzbaren Porenanteil von 3% in der Basisfolge entspricht diese Gesamthöhe der gesättigten Bodenschicht 6,4 mm Niederschlag.

9.3 Abflußkomponenten im Einzugsgebiet Denzenberg

9.3.1 Morphologie im Einzugsgebiet

Die Böden der Hänge und besonders die Hangböden im Bereich des Stubensandsteins besitzen im Schönbuch fast immer eine typische Zweischichtigkeit (Kap.3.13). Der skelettreiche, sandiglehmige Deckschutt liegt über der tonreichen Basisfolge. Dies trifft auch für den Deckschichtenaufbau im steilen Einzugsgebiet Denzenberg zu, wie die Aufnahme von einigen Bohrprofilreihen quer zum Vorflutereinschnitt zeigen konnte. Den beiden übereinanderliegenden Deckschichten konnte jeweils ein Interflow-Speicher zugeordnet werden, dessen gesättigte hydraulische Leitfähigkeit k_s anhand des Abflußverhaltens einer jeweils 560m² großen Testfläche berechnet wurde. Eine Übertragung dieses Bodenkennwertes auf das gesamte Einzugsgebiet erscheint deshalb gerechtfertigt.

In Vorfluternähe sind die Hänge meist über 15° und max. 22° geneigt. Ausgehend vom Vorflutereinschnitt bleibt die Hangneigung hangaufwärts über eine Länge von 10-60 m konstant, bis eine schwach ausgebildete Hangkante in flachere Bereiche überleitet.

Die Hangkante wird von einer Sandsteinbank des oberen Stubensandsteins von mehreren Metern Mächtigkeit gebildet, in der nur vereinzelt tonreichere Zwischenlagen auftreten. Die anschließenden flacheren Hangpartien werden von dieser Sandsteinbank unterlagert. Die Hangneigung schwankt hier zwischen 3° und 9°.

9.3.2 Ganglinienseparation für das Ereignis vom 7./8.Mai 1985

Während des Ereignisses vom 7./8.Mai wurde in 1-3 stündigen Intervallen die elektrische Leitfähigkeit des Interflows, sowie des Vorfluterwassers am Pegel gemessen. Im Verlauf der Abflußspitze bewegten sich die Werte der elektrischen Leitfähigkeit des Interflows in den engen Grenzen von nur 62 und 68 µS/cm. In einer Bodengrube im unteren Teil des Einzugsge-

bietes konnten sehr ähnliche Werte gemessen werden. Wie bei der Ganglinienseparation mit Hilfe von Isotopengehalten können auch mit der elektrischen Leitfähigkeit zwei Abflußkomponenten voneinander getrennt werden, sofern die Leitfähigkeitswerte beider Komponenten bekannt sind und sich deutlich unterscheiden.

Die elektrische Leitfähigkeit des Grundwasseranteils konnte nicht direkt mit dem Ausgangswert des Gesamtabflusses vor dem Ereignis am 7.Mai gleichgesetzt werden, da zu diesem Zeitpunkt noch ein geringer Interflow zu messen war. Reiner Grundwasserabfluß läßt sich am Pegel erst messen, wenn kein Interflow mehr nachweisbar ist. In sommerlichen Trockenperioden entleert sich der Grundwasserspeicher und die Gesamtmineralisation des ausfließenden Grundwassers nimmt langsam zu. Deshalb muß bei diesem Abflußereignis die Leitfähigkeit des Grundwassers zu einem Zeitpunkt bestimmt werden, zu dem gerade kein Interflow mehr auftritt, aber der Aquifer noch einen hohen Füllungsgrad wie im Mai 1985 besitzt.

Diese Situation war im Untersuchungsgebiet ab Mitte Juni 1985 mit elektrischen Leitfähigkeiten des Abflusses von 640 µS/cm gegeben und stimmt mit Werten bei gleichen Voraussetzungen aus früheren Untersuchungsjahren überein.

Der Grundwasseranteil Q_g am Gesamtabfluß Q_t errechnet sich aus den elektrischen Leitfähigkeiten des Interflows (Lf_n), des Grundwassers (Lf_g) und des Abflusses am Pegel (Lf_t) wie folgt:

$$Q_g = Q_t \frac{Lf_t - Lf_n}{Lf_g - Lf_n} \qquad \text{mit } Lf_n = 65 \text{ µS/cm}, \quad Lf_g = 640 \text{ µS/cm}$$

In Abb.9.2b wurde der Gesamtabfluß zusammen mit dem so errechneten Grundwasserabfluß für die Ganglinie vom 7./8.Mai aufgezeichnet. Da der Abflußspitze nach zwei Tagen ein zweites Abflußmaximum folgte, wurde der abfallende Ast der Ganglinie am

9.Mai unterbrochen und mit den entsprechenden Trockenwetterabflüssen vom 4.-6.Mai zusammengefügt. Entsprechend wurde bei den Abbildungen 9.2b und 9.2c verfahren.

9.3.2.1 Verhalten von Q_g

Der abgetrennte Grundwasserabfluß (Q_g in Abb.9.2c) steigt entgegen der herkömmlichen Auffassung vom Grundwasserabfluß während Hochwasserereignissen überraschend schnell und stark an. Sein scharfes Maximum tritt wie beim gemessenen Interflow (Abb. 9.2a) und Gesamtabfluß schon 3 Stunden nach Einsetzen des ersten kräftigeren Bestandesniederschlags ein und verläuft danach dem Gesamtabfluß auffallend parallel.
Wie die Interflow-Werte der Testfläche in Abb.9.2a sind die Abflußwerte in Abb.9.2b und c in logarithmischem Maßstab aufgetragen. Etwa einen Tag nach der Abflußspitze liegen die Grundwasserwerte auch hier auf einer Geraden (Speicher 2; α = 0,137), von dem sich wiederum ein zweiter Speicher (Speicher 1; α = 2,93) abtrennen läßt. Der Grundwasserabfluß aus Speicher 1 wird wegen seines schnellen Leerlaufverhaltens als kurzfristiges Grundwasser bezeichnet.

Das schnelle Ansprechen des kurzfristigen Grundwassers und sein Abklingen innerhalb eines Tages äußert sich im Einzugsgebiet durch Auftreten von Quellen, die nach wenigen Tagen wieder versiegen. Aus technischen Gründen konnte bei keiner dieser Quellen während des Abflußereignisses die Schüttung gemessen werden. Die Quellen aus höherem Niveau verhielten sich nervöser als tiefer gelegene Quellen, die erst nach längerer Trockenheit keine Schüttung mehr aufweisen und insgesamt geringeren Schwankungen unterworfen sind. Auf Vorfluterniveau befinden sich mehrere Quellen mit ganzjähriger Schüttung, geringen Schüttungsschwankungen und sehr kleinem Leerlaufkoeffizienten.

9.3.2.2 Verhalten von Q_n

Da kein Oberflächenabfluß auftritt, ergibt sich aus der Dif-

ferenz von Q_t und Q_g der Interflow Q_n des Gesamtgebietes der für das Hochwasser vom 7./8.Mai in Abb.9.2c gesondert dargestellt wurde.

Auch diese Ganglinie setzt sich aus einem kurzfristigen und einem längerfristigen Speicher mit α-Werten von 2,78 (Speicher 1) und 0,42 (Speicher 2) zusammen. Speicher 2 der Testfläche ($\alpha = 0,40$) findet sich also hier wieder. Das Leerlaufen des Deckschutts (Speicher 1) erfolgt im Gesamtgebiet etwas langsamer als auf der Testfläche ($\alpha = 2,78$ gegenüber 3,53). Da im Einzugsgebiet mehr als die Hälfte der Fläche von flachen Hängen mit weniger als 8° Neigung eingenommen wird, kam dieses verzögerte Auslaufen nicht überraschend. Die Verzögerung beträgt bei dieser Abflußspitze rund einen Tag.

Im Winterhalbjahr sorgen diese flachen Partien bei hohem Füllungsgrad des Bodenwasserspeichers vermutlich für einen geringen, aber langanhaltenden Interflow-Anteil am Gesamtabfluß. Weitere Messungen müssen dies noch belegen.

Die fast gleichen Leerlaufkoeffizienten des kurzfristigen Grundwasser- und Interflow-Speichers sprechen für einen hydraulischen Kontakt zwischen beiden. Der Kontakt beschränkt sich wahrscheinlich auf die flachen Oberhänge. Die hier anstehenden klüftigen Sandsteinhorizonte besitzen höhere Durchlässigkeiten als die Ton- und Mergelsteine der steileren Hänge. Parallel zur Abnahme der Dicke der wassergesättigten Schicht im Deckschutt durch das Auslaufen als Interflow und Tiefensickerung geht die Druckerhöhung innerhalb eines Tages wieder ganz zurück.

EINSELE (1970) kommt bei der Untersuchung des ober- und unterirdischen Abflusses im Buntsandstein des Saarlandes zu ähnlichen Ergebnissen. An Abflußspitzen sind ebenfalls vorwiegend Deckschichtenabfluß (Interflow) und kurzfristiges Grundwasser aus Kluft- und Schichtquellen mit sehr raschem Ansprechen beteiligt. Interflow oder kurzfristiges Grundwasser tritt immer nur bei gut durchlässigen oder geringmächtigen Deckschichten

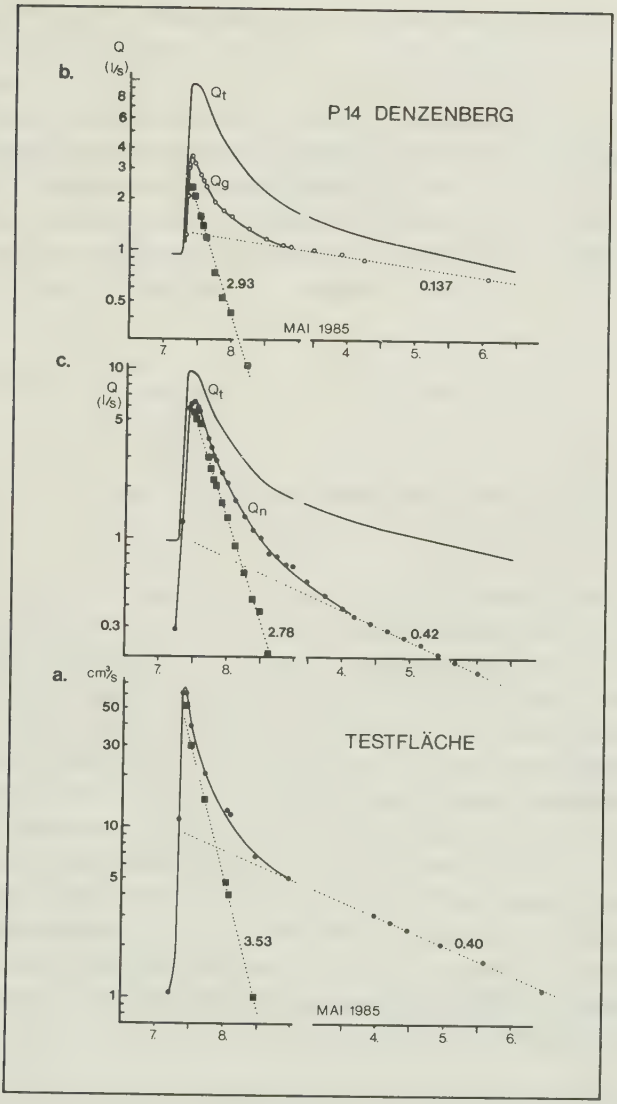


Abb.9.2a: Verlauf des Interflows aus der Testfläche beim Ereignis vom 7./8.Mai 1985.
b: Gesamtabfluß (Q_t) und mit Hilfe der elektrischen Leitfähigkeit abgetrennter Grundwasserabfluß (Q_g).
c: Gesamtabfluß und nach Abb.9.2b verbleibender Interflow ($Q_n = Q_t - Q_g$) am Pegel Denzenberg.
Da schon am 9. Mai eine weitere Abflußspitze folgte, wurde der abfallende Ast der Ganglinie durch entsprechende Trockenwetterabflüsse vom 4.-6. Mai ergänzt.

auf, wie sie im Schönbuch auf den km 4-Verebnungen zu finden sind.

Im Unterschied zu den homogenen sandigen Deckschichten im Buntsandstein ist in den Deckschichten des Keupers stets ein hoher Tonanteil in den tieferliegenden Fließerden vorhanden, was die Rolle des Interflows noch verstärkt. Reine Sandböden sind im Stubensandstein auf kleine Flächen beschränkt, wo in exponierten Lagen Sandsteinbänke freigelegt wurden.

9.4 Rolle des Interflows im Oberlauf des Kleinen Goldersbaches

9.4.1 Messung des Interflows auf einer schwachgeneigten km 4-Verebnung

Ein weiteres Beispiel zur direkten Messung des Interflows stammt aus dem Einzugsgebiet des Kleinen Goldersbaches. Wie aus Kap.3.2.3.1 hervorgeht, liegt Versuchsfläche 1 (Schlagbaumlinde) auf einer leicht abfallenden Verebnung des Stubensandsteins, der eine zweischichtige Deckschicht aufliegt. Durch hohe Lößbeimengung ist der Sandanteil des Deckschutts stark zurückgedrängt, die Bodenart ist ein sandig-toniger Lehm. Die tonige Basisfolge beginnt hier in durchschnittlich 45 cm Tiefe mit einem tonigen Lehm bzw. lehmigen Ton. Bei einer Hangneigung von nur 3° scheidet eine Messung des Interflows mit Hilfe eines Auffanggrabens wie im Einzugsgebiet Denzenberg aus, da bei dieser geringen Neigung die seitliche Begrenzung des Einzugsgebietes von kleinen, nicht faßbaren Unebenheiten abhängt.

Im sehr nassen Frühjahr 1983 (Niederschläge April und Mai laut Meßstation Bärloch zusammen 260 mm) wurde daher auf der schwachgeneigten Stubensandsteinverebnung nahe der Versuchsfläche über die gesamte Breite von 150 m eine Profilreihe von 6 Bodengruben angelegt, in denen die Höhe des freien Stauwasserspiegels im Boden gemessen wurde. Der freie Wasserspiegel entspricht der Obergrenze der gesättigten Bodenschicht und

sein Absinken in niederschlagsfreien Zeiträumen gibt Auskunft über das Leerlaufverhalten dieses Interflowspeichers. Ein nennenswertes Einsickern in tieferliegende Bodenbereiche wird dabei ausgeschlossen, zumal die hydraulische Leitfähigkeit in 120 cm Tiefe bis auf $1{,}7 \cdot 10^{-6}$ cm/sec bzw. 0,14 mm/d zurückgeht. Zwar handelt es sich um einen Laborwert, doch dürfte sich dieser Wert aufgrund der geringen Durchwurzelung und des fehlenden Skelettanteils in dieser Bodentiefe den natürlichen Gegebenheiten annähern.

9.4.2 Hochwasserereignis vom 8./9. April 1983

Vom 6. bis 9.April 1983 fielen im Freiland 65 mm Niederschlag (Meßstation Bärloch), was im gesamten Schönbuch zu einer Hochwasserspitze am 9.April führte. Auf der Verebnungsfläche entlang den 6 Profilgruben war der Boden bis zum "Überlaufen" vollständig aufgesättigt, was zu deutlichem Oberflächenabfluß führte, der über mehrere Stunden hinweg beobachtet werden konnte. Nach KIRKBY (1978) handelt es sich um "gesättigten Oberflächenabfluß", wobei nicht wie beim klassischen Oberflächenabfluß die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität der Bodenoberfläche übersteigt, sondern ein tieferliegender Bodenhorizont mit geringer Leitfähigkeit einen Stauwasserkörper bis zur Bodenoberfläche aufbaut. Bei geringer Geländeneigung kann das Stauwasser nicht genügend schnell lateral als Interflow abgeführt werden. Nach Abklingen des Oberflächenabflusses wird der Interflow am absinkenden Wasserspiegel in den Gruben gemessen, sofern kein nennenswerter Niederschlag mehr auftritt. Im Vergleich zum Einzugsgebiet Denzenberg fließt die gesättigte Schicht im Deckschutt hier sehr langsam aus.

Nach Gl.1 und 2 (Kap.9.2.3.2) läßt sich der Leerlaufkoeffizient aus der Mächtigkeit d der gesättigten Schicht berechnen.

$$d(t) = d_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad \text{mit} \quad \alpha = \frac{k_s \cdot i}{l \cdot p} \qquad p = 0{,}15 \quad l = 150 \text{ m} \quad t \text{ in Tagen}$$

Für die d(0) = 45 cm (gesamter Deckschutt gesättigt)
und d(8) = 23 cm (Schichtdicke nach 8 Tagen) ergibt sich

$$= \frac{\ln d(8)/d(0)}{8} = 0{,}084 = \frac{k_s \cdot i}{l \cdot p}$$

womit $k_s = 0{,}044$ cm/sec $= 4{,}4 \cdot 10^{-2}$ cm/sec $= 38$ m/d

Im Labor wurden gesättigte Leitfähigkeiten zwischen $5{,}1 \cdot 10^{-4}$ und $1{,}8 \cdot 10^{-2}$ cm/sec ermittelt.

Der Deckschutt mit seiner Mächtigkeit von durchschnittlich 45 cm und einem nutzbaren, rasch drainbaren Porenvolumen von 15% ist somit in der Lage bei Feldkapazität noch fast 70 mm Niederschlag aufzunehmen, die trotz hoher Durchlässigkeit, aber geringem hydraulischem Gradienten stark verzögert ausfließen. Bei geringen Transpirationsraten im Winterhalbjahr fließen 30 Tage nach voller Sättigung immerhin noch 0,46 mm/d Interflow von der Verebnungsfläche ab. Der Interflow aus der tonigen Basisfolge kann auf Grund des kleinen Gradienten und der geringen hydraulischen Leitfähigkeit vernachlässigt werden.

9.4.3 Abflußspitzen am Pegel "Kleiner Goldersbach"

Im Frühjahr 1983 waren die Abflußmessungen am Pegel "Kleiner Goldersbach" (P8) bereits eingestellt. Für die Untersuchung der Trockenwetterfallinie an P8 mußte deshalb auf die Aufzeichnung des Hochwasserereignisses vom 8./9.Mai 80 zurückgegriffen werden. Zu diesem Zeitpunkt waren vergleichbare Verhältnisse wie im April '83 gegeben. Wie aus Abb.5.7 zu ersehen ist, war der Bodenwasserspeicher bis zur Feldkapazität aufgefüllt, die Transpiration des Fichtenbestands war aufgrund der hohen Wassersättigung im Boden noch auf relativ niedrigem Niveau (0,5-1 mm/d) und hauptsächlich auf den obersten Boden-

bereich beschränkt.

Eine erste kleinere Abflußspitze wurde am 3.5. durch einen Nettoniederschlag von 7,6 mm ausgelöst. Beim Hochwasser vom 8./9.Mai drangen dann nochmals 17,6 mm Niederschlag in den Boden ein. In Abb.9.3a sind die Tagesmittel des Abflusses an P8 in mm für die Monate April-Juni in logarithmischem Maßstab aufgetragen.

Nach Kap.3.2.3 kann man das Einzugsgebiet "Kleiner Goldersbach" in zwei morphologische Einheiten unterteilen. Steile Knollenmergelhänge von durchschnittlich 10-15° Neigung im Oberlauf werden beim Übergang in den Stubensandstein von weiten Verebnungen abgelöst, die noch größtenteils von tonigen Knollenmergelfließerden überdeckt sind. Der tonige Knollenmergel scheidet als Grundwasserleiter aus und die abdichtende Wirkung der Knollenmergelfließerden verhindert auch auf den km 4-Verebnungen eine nennenswerte Grundwasserneubildung. Nur auf den kleinen Flächen, wo Sandsteinbänke an der Abrißkante zum tief eingeschnittenen Vorfluter freigelegt sind, kann Tiefensickerung in größerem Ausmaß stattfinden. Doch auch dieses Sickerwasser tritt in Quellen an der Basis der Sandsteinbänke wieder rasch aus.

Da bei Niederschlagsmengen unter 60 mm nicht mit gesättigtem Oberflächenabfluß zu rechnen ist, besteht die Abflußerhöhung bei Hochwässern wie am 8./9.Mai fast nur aus Interflow. Kurzfristiges Grundwasser wie am Denzenberg spielt hier keine Rolle. Die bei Hochwässern auftretende Schüttungserhöhung an den Quellen wird ebenfalls durch Interflow verursacht, worauf Leitfähigkeitsmessungen hindeuten. Oberflächennahe Schichtquellen an der Basis von Sandflächen werden vom Interflow aus benachbarten Flächen genährt. Außerdem besitzen bei Hochwasserspitzen Vorfluterabfluß und Interflow fast dieselben elektrischen Leitfähigkeiten, was ebenfalls gegen eine deutliche Erhöhung des Grundwasseranteils spricht.

In der Darstellung des Abflusses in Abb.9.3a findet sich der auslaufende Interflow-Speicher der km 4-Verebnung (Speicher B)

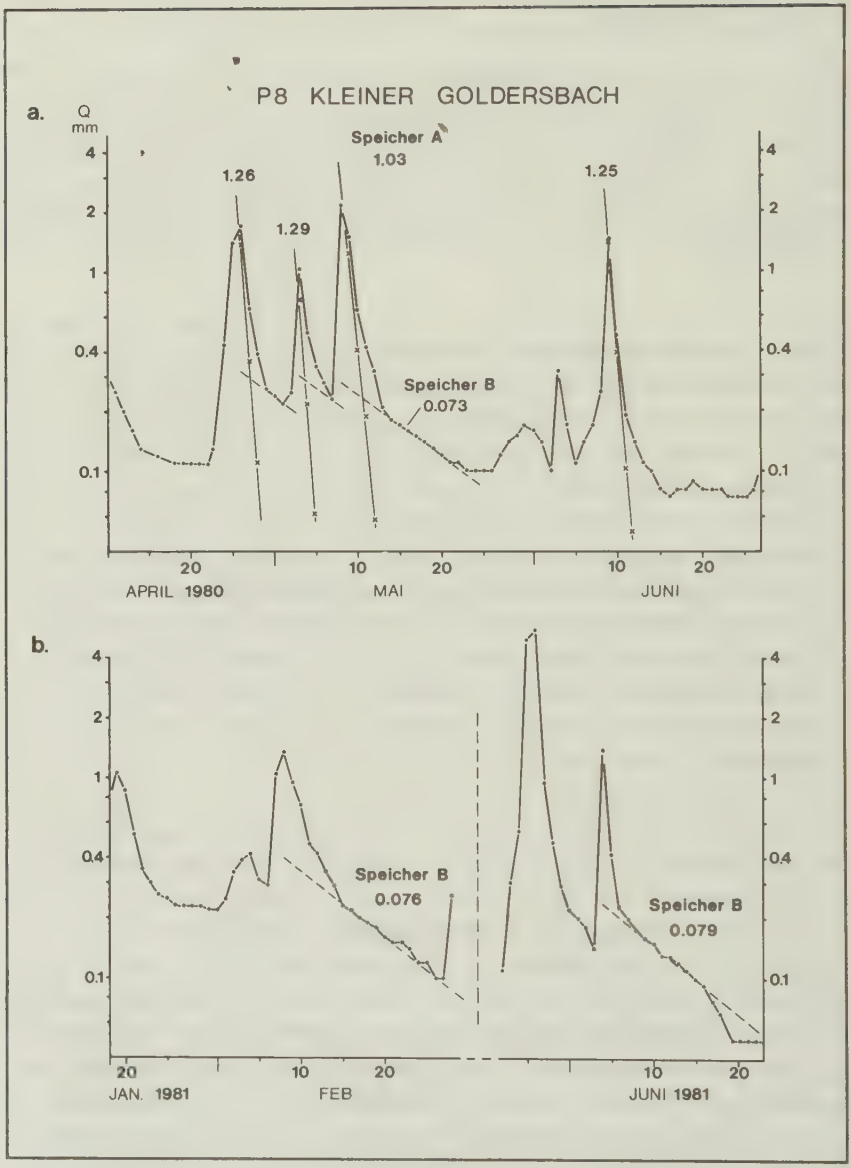


Abb.9.3: Zuordnung des Abflusses am Pegel Kleiner Goldersbach zu zwei Interflow-Speichern A und B.

in Form einer Geraden wieder.

Aus der Steigung der Geraden leitet sich der α-Wert von 0,073 ab. Die Auswertung von vier weiteren ähnlichen Hochwässern in den hydrologischen Jahren 1980-1982 führte zu einem Durchschnittswert von 0,079 (Standardabweichung s = 0,0071; relativer Variationskoeffizient V_r = 4,0 %). Dies kommt dem gemessenen Leerlaufen des Stauwassers aus dem Deckschutt der km 4-Verebnung mit einem α-Wert von 0,084 sehr nahe.

Die kurzfristigen starken Abflußspitzen, die dem Leerlaufen des Speichers B "aufgesetzt" sind, können nur dem Interflow-Speicher der steileren Einzugsgebietsteile und damit vor allem den Knollenmergelhängen entstammen. Im folgenden wird dieser Hangwasserspeicher als Speicher A bezeichnet. Seine Abflußwerte sind in Abb.9.3a als Quadrate eingezeichnet. Für das Hochwasser vom 8./9.Mai ergibt sich ein Leerlaufkoeffizient von 1,03 und aus 9 weiteren zwischen 1980 und 1982 entsprechend ausgewerteten Abflußspitzen ein Durchschnittswert von 1,24 (S = 0,238 ; V_r = 6,1%). Für die Hangpartien bedeutet dies, daß bei einem angenommenen Spitzenabfluß von 2 mm/d nach zwei niederschlagsfreien Tagen nur noch 0,18 mm/d abfliessen, nach einem weiteren Tag sogar nur noch 0,05 mm/d. An der Abflußspitze am 8.Mai von 2,17 mm/d ist Speicher B mit 0,28 mm/d nur zu 13%, an der gesamten Abflußwelle jedoch mit ca. 60% beteiligt.

Niederschläge von 17 mm zwischen dem 7. und 10.Juni 1980 führten zu einer Abflußspitze von nur 1,4 mm/d, da zu diesem Zeitpunkt schon ein Bodenfeuchtedefizit gegenüber der Feldkapazität von ungefähr 10 mm bestand (Abb.9.3a). Speicher B trug kaum mehr zum Abfluß bei.

Zwei weitere Hochwässer bei anderen Ausgangsbedingungen zeigt Abb.9.3b. Das Hochwasser im Februar 1981 entstand durch rasch einsetzende Schneeschmelze. Geringe Freilandniederschläge bis zum Monatsende und noch geringe Transpirationsraten ermöglichten ein anschauliches Leerlaufen von Speicher B bis 19 Tage

nach der Abflußspitze mit einem α-Wert von 0,076.

Eine Situation mit deutlichem Einfluß der Transpiration zeigt die zweite Hochwasserganglinie vom Juni 1981. Der Wasserentzug durch die Vegetation von etwa 2 mm/d reicht hier schon bis zur gesättigten Wasserschicht. Das Niveau des Grundwasserabflusses wird daher schon vier Tage früher erreicht.

9.4.4 Abfluß aus dem Teileinzugsgebiet "Josefsruh"

In der Auswertung von Abflußspitzen am Pegel Josefsruh zeigt sich, daß Speicher A den Hängen zugeordnet werden muß. An diesem Pegel werden die Abflüsse aus einem Teileinzugsgebiet im Oberlauf des Kleinen Goldersbachs aufgezeichnet, das fast nur aus Knollenmergelhängen besteht. Die Abflüsse aus dem auflagernden Liasaquifer ziehen größtenteils ins Nachbargebiet ab (AGSTER 1983). In Abb.9.4a erfolgt die Abflußerhöhung bei sechs ausgewerteten Abflußspitzen nur aus Speicher A mit einem durchschnittlichen α-Wert von 0,99 ($S = 0,04$; $V_r = 16,6\%$).

9.5 Abflußbildung im Gesamteinflußgebiet des Goldersbaches

Bei Abflußspitzen am Pegel Goldersbach (P1) kann man auf gleiche Weise wie beim Kleinen Goldersbach zwei Interflow-Speicher unterscheiden (Abb.9.4b). Die Leerlaufkoeffizienten betragen im Durchschnitt 1,08 für die Hangpartien ($S = 0,152$; $V_r = 7,1\%$) und 0,088 für die Verebnungsflächen ($S = 0,00004$; $V_r = 0,18\%$). Im 37,6 km² großen Einzugsgebiet entfallen 45% der Fläche auf Verebnungen mit Neigungen <3° und 55% auf Hänge mit Neigungen von 3 bis 15°.

Im Gegensatz zum Kleinen Goldersbach sind am Abfluß des Goldersbachs jedoch auch Flächen beteiligt, die sich wie das Einzugsgebiet Denzenberg verhalten. Das kurzfristige Grundwasser fällt bei der Aufteilung in zwei Interflow-Speicher dem Hangwasserspeicher zu und kann nur mit Werten der elektrischen

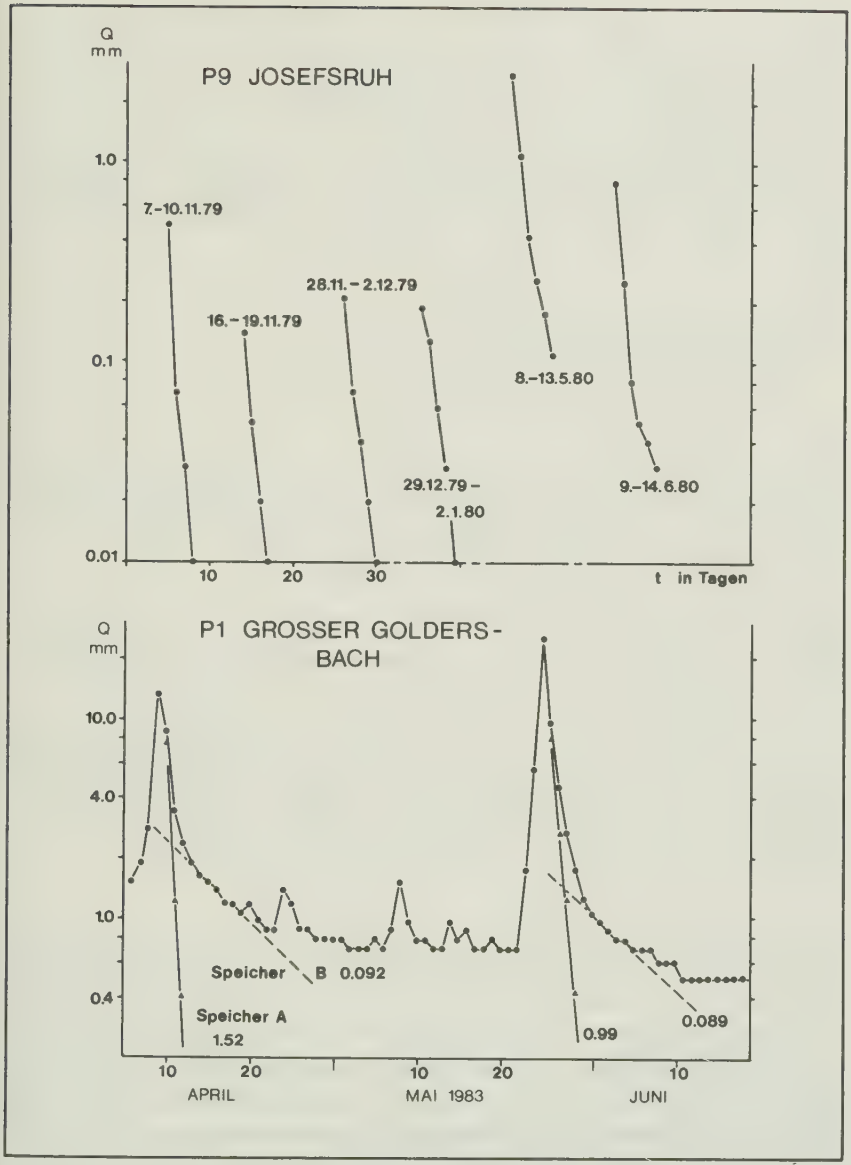


Abb.9.4a: Zuordnung des Abflusses an Pegel Josefsruh zu einem Interflow-Speicher.

b: Zuordnung des Abflusses an Pegel Goldersbach zu zwei Interflow-Speichern.

Leitfähigkeit wie am Denzenberg abgetrennt werden. Das kurzfristige Grundwasser tritt auf sandigen Deckschichten auf, wie sie im westlichen Teil des Einzugsgebietes verbreitet sind. Durch den Einfluß des tonigen Knollenmergels und seiner weitreichenden Fließerden bleiben im Ostteil die sandigen Deckschichten auf kleine Areale beschränkt. Die Abflußspitzen sind vergleichbar denen in den westlichen Stubensandsteingebieten, doch fließt auf Kosten des Grundwassers fast nur Interflow ab.

9.6 Entstehung von Hochwässern im Schönbuch (vgl. auch EINSELE, AGSTER und ELGNER 1986)

9.6.1 Abflußspitzen bei trockenen Böden

Wird durch einen Ereignisniederschlag die Feldkapazität des Bodens nicht erreicht, so ist mit keinem nennenswerten Interflow aus der Einzugsgebietsfläche zu rechnen.

Durch hohe Niederschlagsintensitäten bei Gewittern im August 1985 konnte jedoch auf der Testfläche am Denzenberg ein geringer Interflow gemessen werden, der zeitlich parallel zum Starkniederschlag auftrat und sehr schnell wieder abgeklungen war. Nach den Untersuchungen von FLÜGEL und SCHWARZ (1983) bewegt sich dieses Bodenwasser in den Grobporen des trockenen Deckschutts sehr schnell hangabwärts, da die Aufnahme durch feinere Poren der raschen Anlieferung nachhinkt.

Der Anteil des Interflows an der Abflußspitze ist im Vergleich zu den frühjährlichen Verhältnissen gering. Die Abflußspitzen sind sehr scharf und gehen innerhalb weniger Stunden annähernd auf das Ausgangsniveau zurück. Die Gesamtabflußmenge ist vergleichsweise gering, die Abflußspitze jedoch hoch. Der Verlauf der Abflußganglinien deutet darauf hin, daß diese sommerlichen Spitzenwerte durch den Niederschlag hervorgerufen werden, der direkt in den Vorfluter fällt bzw. von Straßen und Wegen abläuft.

9.6.2 Abflußspitzen bei teilgesättigten Böden

Übersteigt die Bodenfeuchte die Feldkapazität, so ist an Abflußspitzen hauptsächlich Interflow beteiligt, wie beim Hochwasser vom 7./8.Mai 1985. Die Niederschlagsverteilung bzw. -intensität und die Morphologie im Einzugsgebiet bestimmen über die Form der Hochwasserganglinie im Vorfluter.

Bei allgemein hoher Flußdichte werden Einzugsgebiete mit hoher Reliefenergie wie etwa der Denzenberg einen hohen Hangflächenanteil besitzen. Hier entstehen bei Starkniederschlägen vergleichsweise hohe Abflußspitzen durch den Interflow aus den Hängen. In Einzugsgebieten mit geringer Reliefenergie wie die Einzugsgebiete im äußersten Westteil des Schönbuchs ist der Vorfluter noch nicht tief in die km 4-Platte eingeschnitten und der Hangflächenanteil ist deshalb gering. Dafür kommt es auf den Verebnungen zu langanhaltendem Interflow bzw. Grundwasserneubildung, die sich weit in Trockenzeiten hinein erstrecken können. Die Morphologie bestimmt somit auch über das Abflußverhalten in Trockenzeiten.

Bei extremen Hochwasserereignissen, wie sie im Goldersbachtal immer wieder auftreten, ist zusätzlich zum schnellen Interflow der Hänge auch gesättigter Oberflächenabfluß von den Verebnungen an der Abflußspitze beteiligt.

9.7 Konsequenzen für die forstwirtschaftliche Nutzung des Schönbuchs

Im Schönbuch werden besonders im Bereich der Hänge die Wege mit hangaufwärts gelegenen tiefen Entwässerungsgräben versehen, die die Wege vor Überflutung und nachfolgender Ausspülung schützen sollen. Seit einigen Jahren werden diese Gräben von der Forstverwaltung maschinell ausgefräst. Da die Grabensohle meist in der tonigen Basisfolge zu liegen kommt, entstehen dadurch sehr dichte, glatte Oberflächen im Graben, wodurch der Abfluß sehr rasch zum Vorfluter hin erfolgt.

Aus den vorausgehenden Kapiteln geht hervor, daß diese Gräben nicht nur die Wege, sondern die gesamte darüberliegende Hangfläche entwässern. Wird z.B. ein Hang auf halber Höhe von einem solchen Graben durchschnitten, so verdoppelt sich bei konstanter Deckschichtenmächtigkeit die Querschnittsfläche A, an der Interflow zum Auslauf kommt, und nach der Darcy-Gleichung (Gl.1) damit die Interflow-Spitze.

Nach Gl.2 (Kap.9.2.3.2) wirkt sich die Zerteilung des Hanges wie eine Verdoppelung des Gradienten oder der hydraulischen Leitfähigkeiten im Boden aus.

Es ist folglich darauf zu achten, daß der Wegebau in Hanglagen auf ein notwendiges Minimum beschränkt bleibt oder das Hangwasser durch geeignete Maßnahmen in möglichst kurzen Abständen wieder der talseitigen Hangfläche zugeführt wird.

10 Zusammenfassung

Unter den Standortverhältnissen des Schönbuchs besitzt die Fichte gegenüber der Buche einen um 90-110 mm höheren jährlichen Wasserverbrauch. Der Unterschied kommt allein im Winterhalbjahr durch die höhere Kroneninterzeption und die anhaltende Transpiration der Fichte zustande.

Die Streuinterzeption ist unter Buche nur um 2,4% des Freilandniederschlags höher und kann den Unterschied bei der Kroneninterzeption bei weitem nicht aufwiegen. Im Sommerhalbjahr gleicht die Buche die niedrigere Kroneninterzeption durch höhere Transpirationsraten aus. Bei hohen Bodenwasserdefiziten schränken die Bäume ihre Wasserabgabe durch Schließen der Spaltöffnungen ein, wodurch die Verdunstung nicht proportional zum Verdunstungsanspruch der Atmosphäre verläuft, sondern entsprechend dem Wasserangebot im Boden bzw. dem Niederschlagsdargebot.

Innerhalb einer Baumart weichen die Bestandesniederschlagshöhen bei Beständen mit verschiedener Kronendichte bzw. Blattmasse nur geringfügig voneinander ab. Die auftretenden Unterschiede werden durch die Interzeption an der Bodendecke (Streu oder Kraut- bzw. Grasschicht) weitgehend aufgehoben. Damit konnten die Ergebnisse der Testflächen auf ganze Einzugsgebiete übertragen werden. Die so errechneten Gebietsverdunstungen stimmen mit den Werten aus den Gebietswasserbilanzen überein.

Unter Berücksichtigung des Nadel-/Laubwaldverhältnisses in den Einzugsgebieten ergibt sich aus den Ergebnissen der Versuchsflächen übereinstimmend mit den Gebietswasserbilanzen je nach Standortsverhältnissen eine Jahresverdunstung von 520- 570 mm für Buche und 615-650 mm für Fichte.

In einem zweiten Teil der Arbeit wurde durch direkte Messung des Interflows bei Hochwässern eine Abflußganglinien-Separation im Einzugsgebiet Denzenberg vorgenommen. Durch Vergleich des gemessenen Interflows aus einer bestimmten Hangfläche mit der Ganglinie am Pegel konnte gezeigt werden, daß der Inter-

flow neben kurzfristigem Grundwasseranstieg wesentlich an den Abflußspitzen beteiligt ist. Bei Bodenwassergehalten über der Feldkapazität trug der Interflow stets zum Gesamtabfluß bei.

Die Form der Hochwasserganglinien wird von der Morphologie im Einzugsgebiet bestimmt. Schwach geneigte Verebnungsflächen können bei teilgesättigten Böden mehrere Wochen Interflow aus dem Stauwasserspeicher liefern. Bei der Ganglinienseparation konnten auf graphischem Wege verschiedene Speicher isoliert werden. Ihr Leerlaufverhalten stimmte mit dem gemessenen Auslaufen des Stauwasserkörpers überein. Im vorliegenden Waldökosystem konnte somit der Abfluß in mehrere kurz- und längerfristige Komponenten zerlegt werden.

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

AGSTER, G. (1983): Wasserhaushalt und Stoffumsatz in den bewaldeten Keuper-Lias-Gebieten des Schönbuchs bei Tübingen.- Diss., 192 S., 46 Abb., 29 Tab., Tübingen.

AGSTER, G. (1986): Wasser- und Grundwasserhaushalt der Einzugsgebiete des Schönbuchs in Abhängigkeit von Waldbestand und Untergrund. In: Das landschaftsökologische Forschungsprojekt "Naturpark Schönbuch". Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo-und forstwissenschaftliche Studien in Südwestdeutschland.
Forschungsbericht. Verlag Chemie Weinheim (im Druck).

ALAILY, F. (1972): Enstehung von Decklehmen auf Lias-Schichtflächen in Südwestdeutschland und deren Veränderung durch Bodenbildung.- 103 S., 29 Abb., 26 Tab., Diss.; Stuttgart-Hohenheim.

ALBPECHT, F. (1950): Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser.B, 2: 1-38.

ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in der BRD (1982): Kartieranleitung - 3.Auflage, 331 S., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

BAUMGAPTNER (1956): Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes. Ber. Dt. Wetterdienst, Bd.5, Nr.28 Bad Kissingen.

BENECKE, P. (1978): Der Wasserumsatz eines Buchen- und eines Fichtenwaldökosystems im Hochsolling (Methoden und Ergebnisse). Aus dem Institut für Bodenkunde und Waldernährung der Forstlichen Fakultät der Universität Göttingen. 225 S., 60 Abb., 42 Tab.; Göttingen.

BIBUS, E. (1986): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenprofil, Standort und junge Reliefentwicklung im Schönbuch bei Tübingen. In: Das landschaftsökologische Forschungsprojekt "Naturpark Schönbuch". Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- und forstwissenschaftliche Studien in Südwestdeutschland. Forschungsbericht. Verlag Chemie Weinheim (im Druck).

BRECHTEL, H.M. (1976): Influence of Species and Age of Forest Stands on Evapotranspiration an Ground Water Recharge in the Rhine-Main-Valley. XVI. IUFRO-CONGRESS, Oslo, Norway.

BRECHTEL, H.M.; LEHNHARDT, F. (1982): Einfluß der Grundwasserabsenkung auf Waldstandorten. - DVWK-Fortbildung. 4.Fortbildungslehrgang Grundwasser. Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebots. 11. bis 14. Oktober 1982 in Darmstadt.

BÜCKING, W.; KREBS, A. (1986): Interzeption und Bestandesniederschläge von Buche und Fichte im Schönbuch. In: Das landschaftsökologische Forschungsprojekt "Naturpark Schönbuch". Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- und forstwissenschaftliche Studien in Südwestdeutschland. Forschungsbericht. Verlag Chemie Weinheim (im Druck).

EIDMANN, F.E. (1959): Die Interzeption in Buchen- und Fichtenbeständen. C.R. Ass. Int. Hydrologie Sci. Hannover, Symp.1, S. 5-25.

EINSELE, G. (1970): Ober- und unterirdischer Abfluß im saarländischen Buntsandstein. Z.deutsch. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem. S.43-67, 10 Abb., 1 Tab., Hannover.

EINSELE, G.; AGSTER, G. (1986): Überblick zur Geologie und Morphologie des Schönbuchs. In: Das landschaftsökologische Forschungsprojekt "Naturpark Schönbuch". Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- und forstwissenschaftliche Studien in Südwestdeutschland. Forschungsbericht. Verlag Chemie Weinheim (im Druck).

ERNSTBERGER, H. (1980): Die Gebietsverdunstung, ihre Berechnung nach der Methode "HAUDE" und die Eichung dieses Verfahrens durch Bodenfeuchtemessungen mit dem Ziel der Ermittlung vegetationsspezifischer Koeffizienten. Diplomarbeit; 173 S., 8 Abb., Geographisches Institut der Universität Gießen.

FLÜGEL, W.A. ; SCHWARZ, O. (1983): Oberflächenabfluß auf einem Braunerde-Pelosol Standort im Schönbuch; Ergebnisse eines Beregnungsversuchs. Allg. Forst- u. Jagdztg. 154. Jg., H. 3., S. 59-64, 5 Abb., 3 Tab.

HÄDRICH, F.; HEUVELDOP, J. (1978): Untersuchungen zur Bodenverdunstung in einem Waldbestand. Allg. Forst- u. Jagdztg. 149, S. 1-17.

HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evatranspiration. Mitt. d. DWD, Nr.8, S. 1-22, 7 Abb., 10 Tab., Bad Kissingen.

HELVEY, J.D. (1964): Rainfall Interception by Hardwood Forest Litter in the Southern Appalachians. U.S. Departement of Agriculture Forest Service Southeastern Forest Experiment Station Asheville, 8 S., 5 Abb., North Carolina.

HÖLZER, R. (1982): Wasserhaushaltsuntersuchungen der Streu- und obersten Bodenschicht eines Fichtenbestandes unter Verwendung von Modellrechnungen. Beiträge zur Hydrologie; Sonderheft 4, S. 117-144, Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.

HOFFMANN, D. (1982): Bemerkungen zum Waldniederschlag im Sommerhalbjahr. Beiträge zur Hydrologie Sonderheft 4, S. 61-78, Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.

HOFFMANN, H.D. (1982): Die Interzeption einer Fichtenstreudekke im Freiland und im Bestand. Beiträge zur Hydrologie; Sonderheft 4, S. 103-116, Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.

HYDROLOGISCHER ATLAS der BRD im Auftrag der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter Gesamtleitung von Reiner KELLER.
1) Karten und Erläuterungen (1978)
2) Textband (1979)

KIRKBY, M.J. (1978). Hillslope Hydrology, 375 S., John Wiley & Sons, CHICHESTER, NEW YORK, BRISBANE, TORONTO.

LADEFOGED, K. (1963): Transpiration of forest trees in closed stands. Physiol. Plant. 16, S. 378-414.

LANG, W. (1970): Ökologische und hydrologische Unternehmungen in verschiedenen stark durchforsteten Fichten- und Lärchenbeständen des Schwarzwaldes. Diss., Freiburg i.Br.

LEYTON, L.; REYNOLDS, E.R.C. & THOMPSON, F.B. (1965): Rainfall interception in forest and moorland. Aus: SOPPER, W.E. und LULL, H.W. "Forest Hydrology"; Proc. of a National Science Foundation Advanced Science Seminar held at the Pennsylvania State University, Aug. 29.-Sept.10.1965. S. 165-178, 8 Abb., 3 Tab.; Pergamon Press (Vieweg und Sohn).

LINDROTH, A. (1985): Seasonal and diurnal variation of energy budget components in coniferons forests. J. Hydrol., 82: 1-15.

MITSCHERLICH, G., MOLL, W., KÜNSTLE, E. & MAURER, P. (1966): Ertragskundlich-ökologische Untersuchungen im Rein- und Mischbestand. IV: Niederschlag, Stammablauf und Bodenfeuchtigkeit. Allg. Forst-Jagdztg., 137, S. 1-13.

NÄGELI (1940): Lichtmessungen im Freiland und in geschlossenen Altholzbeständen. Mitt. Schweiz. Centralanst. f. d. Forstl. Versuchswesen 21: 250-306.

NATERMANN, E. (1958): Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem A_u-Linien-Verfahren.- 44 S., 20 Abb., 15 Taf., Min. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf.

PENMAN, H. L. (1956): Evaporation - An introductory survey. Neth. J. Agr. Sci. 4: 9-29.

PFAU, R. (1966): Ein Beitrag zur Frage des Wassergehaltes und der Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft. Meteorol. Rdsch., 19: 33-46, Berlin.

PISEK, A. u. TRANQUILLINI, W. (1951): Transpiration und Wasserhaushalt der Fichte bei zunehmender Luft- und Bodentrockenheit. Phys. Plant. 4: 1-27.

RICHARD, F. (1978): "Bodenphysik". Vorlesung über physikalische Eigenschaften des Bodens. ETH Zürich.

ROBERTS, J. (1983): Forest transpiration: a conservative hydrological process? Journal of Hydrology, 66: 133-141.

SCHOFIELD, R. K. (1935): The pF of water in soil Trans. Intern. Congr. Soil Sci. 3 rd, 2, 37 S., Oxford.

SCHROEDER, M. (1973): Die wägbare Lysimeteranlage Senne. Schriftenreihe d. Landesanstalt für Gewässerkunde und Gewässerschutz des Landes Nordrhein-Westfalen. Heft 34, 41 S., 39 Abb., 3 Tab.

SCHWARZ, O. (1986): Zur Wasseraufnahme und zum Abflußverhalten von Waldböden im Schönbuch bei künstlicher Beregnung. In: Das landschaftsökologische Forschungsprojekt "Naturpark Schönbuch". Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- und forstwissenschaftliche Studien in Südwestdeutschland. Verlag Chemie Weinheim (im Druck).

SCHWARZ, R. (1971): Gesteinsaufbau und Relief im Schönbuch. Geomorphologische Untersuchungen im Württembergischen Keuperbergland S. 15-21. Herausgegeben von H. Blume. Selbstverlag Geograph. Institut der Universität Tübingen.

SHIAU, S. Y.; DAVAR, K.S. (1973): Modified Penman method for potential evatranspiration from forest regions. J. Hydrology 18: 349-365, Netherland.

SOKOLLEK V. (1983): Der Einfluß der Bodennutzung auf den Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiete in unteren Mittelgebirgslagen. Diss. Institut für Mikrobiologie und Landeskultur, 296 S., 68 Abb., Universität Gießen.

SKLASH, M.G.; FARVOLDEN, R. N.; FRITZ, P. (1976): A conceptual model of watershed response to rainfall developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer. Can. J. Earth Sci. Vol. 13, S. 271-283; Ottawa.

SKLASH, M. G.; FARVOLDEN, R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. Journal of Hydrology, 43: 45-65.

STICHLER, W.; HERRMANN, A. (1978): Verwendung von Sauerstoff-18 Messungen für hydrologische Bilanzierungen. - Deutsche Gewässerkundl. Mitt. 22, H. 1, S. 9-13, 7 Abb., Koblenz.

STRAUSS, R. (1971): Energiebilanz und Verdunstung eines Fichtenwaldes im Jahre 1969. Wiss. Mitt. No.22, Meteorol. Inst., Univ. München, 43 S., 10 Tab.; München.

TAJCHMANN, S. (1967): Energie- und Wasserhaushalt verschiedener Pflanzenbestände bei München. Münchner Univ. Schr. Meteorolog. Inst. Wiss. Mitt. Nr. 12, München.

TAN, C.S.; BLACK, T. A. (1976): Factors affecting the canopy resistance of a Douglas-fir forest. Boundary Layer Meteorol., 10 : 475-488.

THORNTHWAITE,C. W. (1954): The determination of potential evapotranspiration. - In: The Measurement of Potential Evatranspiration, edited by J. R. Mather. The John Hopkins University Publications in Climatology VII : 1, 218-225.

WUNDT, W. (1953): Gewässerkunde.- 320 S., 185 Abb., Berlin, Göttingen, Heidelberg.

Verzeichnis der Abbildungen

		Seite
Abb.2.1:	Energieverteilung im Modellvolumen eines Bestandes. R_n, Nettostrahlung; L, latente Verdunstungswärme; E, Verdunstungsrate; H, Strom fühlbarer Wärme; S, gespeicherte Wärmemenge in Boden und Vegetation.	4
Abb.2.2:	Wasserkreislauf im Waldbestand	5
Abb.2.3:	Aufteilung des Niederschlags in Interzeption an den Baumkronen (J_k) und Bestandesniederschlag (N_B) relativ zur Einzelniederschlagshöhe im Freiland (nach BENECKE 1978).	7
Abb.3.1:	Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (in Anlehnung an BIBUS 1986). Dargestellt sind auch die näher untersuchten Teileinzugsgebiete (P 13, P 14, P 8, P6	14
Abb.3.2:	Langjährige Monatsniederschläge (Meßstelle Hildrizhausen, Mittel 1891-1930).	19
Abb.3.3:	Bestandesverteilung im Einzugsgebiet Lange Klinge (P 13).	22
Abb.3.4:	Verteilung der nutzbaren Feldkapazitäten (nFK) im Einzugsgebiet Lange Klinge.	22
Abb.3.5:	Bestimmung der effektiven Durchwurzelungstiefe (We) aus gemessenen Bodenwassergehalten bei FK im Frühjahr und maximalem Bodenfeuchtedefizit im Herbst.	24
Abb.3.6:	Porengrößenverteilung, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (log k_s) und effektive Durchwurzelungstiefe (We) auf Fichten-Versuchsfläche Lange Klinge.	27
Abb.3.7:	Verteilung der nutzbaren Feldkapazitäten im Einzugsgebiet Denzenberg (P 14).	25
Abb.3.8:	Porengrößenverteilung, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und effektive Durchwurzelungstiefe auf Buchenfläche Denzenberg. Die Meßwerte von Versuchsfläche 2, 3 und 4 wurden von Dr.E. E. Hildebrand (Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Stuttgart) und von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (für Versuchsfläche 1) freundlicherweise zur Verfügung gestellt.	27
Abb.3.9:	Bestandesverteilung im Einzugsgebiet Kleiner Goldersbach (P 8).	28
Abb.3.10:	Verteilung der nFK im Einzugsgebiet Kleiner Goldersbach.	29
Abb.3.11:	Bodenphysikalische Verhältnisse auf Fichten-Testfläche Schlagbaumlinde (Porengrößenverteilung, k_s, We).	31
Abb.3.12:	Nutzbare Feldkapazitäten im Einzugsgebiet Bärloch (P 6).	32

Seite

Abb.3.13: Bodenphysikalische Verhältnisse auf Buchen-Testfläche Bärloch. 31

Abb.5.1: Einzelniederschlagshöhen im Freiland (Meßstation Bärloch) aufgeteilt in Niederschlagshöhenstufen. Dargestellt sind die Sommerhalbjahre 1979-1982. Die aufgeführten Daten zeigen den Zusammenhang zwischen Ergiebigkeit der Einzelniederschläge und Höhe des Bestandesniederschlags. 37

Abb.5.2: Streuinterzeption auf Versuchsfläche Schlagbaumlinde (Fichte) und Versuchsfläche Bärloch (Buche) im Sommer 1983. Wassergehalt (WG) in Gew.% vom Trockengewicht bzw. in mm Niederschlagshöhe. 41

Abb.5.3: Abtrocknungsverhalten der Streu. Wassergehalt (WG) in Gew.% vom Trockengewicht am n-ten niederschlagsfreien Tag nach Sättigung. 40

Abb.5.4: Streuinterzeption in Abhängigkeit von der Höhe des Einzelniederschlags im Freiland. 43

Abb.5.5: Mittlerer Tagesverlauf von Temperatur und relativer Luftfeuchte im Freiland und Bestand (April-Juli 1983). 46

Abb.5.6: Komponenten des Wasserhaushalts auf Versuchsfläche Lange Klinge. Erklärung der Symbole siehe Abb.2.2. 44

Abb.5.7: Komponenten des Wasserhaushalts auf Versuchsfläche Schlagbaumlinde. 44

Abb.5.8: Komponenten des Wasserhaushalts auf Versuchsfläche Bärloch. 45

Abb.5.9: Direkte Verdunstung aus dem Mineralboden für den Fichtenstandort Schlagbaumlinde und Buchenstandort Bärloch.
..... Abtrocknungsverhalten der Streuauflage
——— Gesamtverdunstung aus den Bodenzylindern 49

Abb.6.1: Transpirationsverhalten der Fichtenbestände auf Versuchsflächen Schlagbaumlinde und Lange Klinge in Trockenzeiten. 61

Abb.7.1: Verdunstungskomponenten und Abfluß in Abhängigkeit von der Bestandesverteilung Nadelwald/Laubwald (Nd/Lb). Für 10 Teileinzugsgebiete wurden die Werte der Gesamtverdunstung (ETA) aus AGSTER (1986) entnommen. N_F: Freilandniederschlag; ETA: Gesamtverdunstung; I_K: Kroneninterzeption; T: Transpiration; I_S: Streuinterzeption; Q: Gesamtabfluß.
Einzugsgebiete: P6: Bärloch; P8: Kleiner Goldersbach P13: Lange Klinge; P14: Denzenberg. 70

Abb.9.1: Vorrichtung zur Messung des Interflows aus einer Hangfläche im Einzugsgebiet Denzenberg. 78

Seite

Abb.9.2a: Verlauf des Interflows aus der Testfläche beim Ereignis vom 7./8.Mai 1985.
b: Gesamtabfluß (Q_t) und mit Hilfe der elektrischen Leitfähigkeit abgetrennter Grundwasserabfluß (Q_g).
c: Gesamtabfluß und nach Abb.9.2b verbleibender Interflow ($Q_n = Q_t - Q_g$) am Pegel Denzenberg. Da schon am 9. Mai eine weitere Abflußspitze folgte, wurde der abfallende Ast der Ganglinie durch entsprechende Trockenwetterabflüsse vom 4.-6. Mai ergänzt. 89

Abb.9.3: Zuordnung des Abflusses am Pegel Kleiner Goldersbach zu zwei Interflow-Speichern A und B. 94

Abb.9.4a: Zuordnung des Abflusses an Pegel Josefsruh zu einem Interflow-Speicher.
b: Zuordnung des Abflusses an Pegel Goldersbach zu zwei Interflow-Speichern. 97

Verzeichnis der Tabellen

		Seite
Tab.2.1:	Feldkapazität (FK), nutzbare Feldkapazität (nFK) und Gesamtporenvolumen (GPV) verschiedener Bodenarten mittlerer Lagerungsdichte (Werte aus ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE 1982). g: grob; f: fein; u: schluffig; l: lehmig; t: tonig; S: Sand; U: Schluff; L: Lehm; T: Ton	11
Tab.5.1a:	Wasserhaushaltskomponenten auf Fichtenversuchsfläche "Schlagbaumlinde" im Untersuchungszeitraum. (): Schätzwerte	38
Tab.5.1b, c:	Wasserhaushaltskomponenten auf Buchenversuchsfläche "Bärloch" und Fichtenversuchsfläche "Lange Klinge" im Untersuchungszeitraum. (): Schätzwerte	39
Tab.5.2:	Höhe der Streuinterzeption unter Buche (Versuchsfläche Bärloch) und Fichte (Versuchsfläche Schlagbaumlinde) für die Sommerhalbjahre 1979-1982 in mm.	43
Tab.7.1:	Vergleich von Verdunstungswerten aus der Gebietswasserbilanz (AGSTER 1983) mit Werten nach der Bodenwasserbilanz-Methode in 4 ausgewählten Einzugsgebieten im Naturpark Schönbuch. P6: Bärloch; P8: Kleiner Goldersbach; P13: Lange Klinge; P14: Denzenberg.	68

LEBENSLAUF

Persönliche Daten

Name	:	Wolfgang F l e c k
Geboren am	:	13. August 1957 in Calw
Beruf	:	Diplom - Geologe
Familienstand	:	nicht verheiratet
Nationalität	:	deutsch

Schulbesuch

1964 - 1967	:	Grundschule in Liebelsberg/Landkreis Calw
1967 - 1976	:	Gymnasium in Calw, Abitur am 2. Juni 1976

Studium

WS 1976/77 - SS 1977	:	Studium der Geologie/Paläontologie an der Universität München
WS 1977/78 - SS 1982	:	Studium der Geologie/Paläontologie an der Universität Tübingen.- Diplom am 12. Mai 1982

Beschäftigungsverhältnisse

Oktober 82 - September 83	:	Wissenschaftlicher Angestellter am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen.- Mitarbeit am "Schönbuchprojekt" der Deutschen Forschungsgemeinschaft.
November 85 - April 86	:	Wissenschaftlicher Angestellter am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen.

Zivildienst : Oktober 83 - Januar 85 bei der Arbeiterwohlfahrt in Tübingen.

Akademische Lehrer

Bayh, Einsele, Ernst, Fahlbusch, Frisch, Hemleben, Jagodzinski, Kullmann, Loeschke, Luterbacher, Müller, Neugebauer, Ottow, Propach, Reif, Schlichting, Schmidt, Schönenberg, Seilacher, Vees, Weiskirchner, Wendt, Westphal, Wiedmann.